

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**ИНТРУЗИВНЫЕ
БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
ДОКЕМБРИЯ
КАРЕЛИИ**

КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Труды

Выпуск 32

**ИНТРУЗИВНЫЕ
БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
ДОКЕМБРИЯ
КАРЕЛИИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград • 1976

УДК 552.32+552.16 (470.22)

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии
Колл. авторов. Изд-во „Наука“. Ленингр.отд., Л., 1976, с. 1-165.

В работе дается краткая характеристика магматических формаций докембрия Карелии и освещается эволюция базит-ультрабазитового магнезиального проявления в истории развития Балтийского щита. На основании новых материалов разбираются вопросы геологии, петрологии и металлогении интрузивных образований основного и ультраосновного состава Карельской и Беломорской складчатых систем. Приводится характеристика ряда типичных представителей базит-ультрабазитовых формаций, в том числе Бураковского, Луккулайсваарского, Каахамского и Петусъярвинского дифференцированных массивов. Впервые дается описание нового никеленосного Каменнозерского габбро-перидотитового комплекса района Каменных озер, а также ряда массивов, несущих медное, титаномагнетитовое и хромитовое оруденение. На примере отдельных интрузий освещаются вопросы метаморфизма гипербазитов и его влияния на рудообразование.
Рис. - 32, табл.-7, библиогр. - 123 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР К.О.КРАТЦ

И 20805-591
055(02)-76 БЗ-6-6-76

© Издательство „Наука“,
1976



ПРЕДИСЛОВИЕ

За последнее десятилетие Институтом геологии Карельского филиала АН СССР докембрийский магматизм Карелии изучался на формационной основе исходя из принципов и методов формационного анализа магматизма, разработанных советскими учеными Ю.А.Кузнецовым, Е.К.Устиновым, Д.С.Харкевичем, Н.Ф.Шинкаревым и др. В результате этих исследований для основных структурно-тектонических зон Карелии выделены магматические комплексы, затем совместно с коллективом геологов Кольского филиала АН СССР в рамках карельского тектоно-магматического цикла, впервые обоснованного К.О.Кратцем и К.А.Шуркиным, составлена корреляционная схема магматических формаций Карело-Кольского региона, которая была доложена на Втором петрографическом совещании по европейской части СССР в 1972 г. в г.Воронеже и на выездной сессии бюро Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, проходившей в г.Петрозаводске в 1973 г.

При дальнейшем изучении интрузивного базит-гипербазитового магматизма протерозоя Карелии был получен оригинальный фактический материал по ряду структурно-фациальных зон, который позволяет по-новому осветить магматизм этих районов. Так, впервые проведен формационный анализ базит-ультрабазитового магматизма Беломорского блока. Выделены и описаны новые формации в Северной, Восточной, Юго-Западной и Западной Карелии.

Как известно, завершающей стадией формационного анализа является изучение вопросов эволюции и моделирования магматизма как синтеза петрологии и тектоники, по определению Д.С.Штейнберга, являющейся частью проблемы эволюции геологических процессов в истории Земли. На основе полученного в последние годы фактического материала, в первую очередь по химизму вулканогенных и интрузивных базит-ультрабазитовых комплексов протерозоя Карелии, стало возможным осветить некоторые вопросы эволюции магматизма протерозоя Карелии.

В настоящую работу вошли все указанные материалы, которые дополняют публикации Института геологии Карельского филиала АН СССР по базит-ультрабазитовым формациям Карелии. При

изложении материала авторы в основном придерживаются терминологии, рекомендованной формационной комиссией Петрографического комитета СССР.

Описание выделенных магматических комплексов дается по структурным зонам Беломорской и Карельской складчатых систем в соответствии с тектоническим районированием Карелии К.О.Кратцем (1974). Разная степень изученности магматизма структурных зон ограничила возможность изложения материала по каждому комплексу в строго определенном порядке.

СТАДИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

Докембрийские образования на территории Карелии подразделяются на две группы: архейскую и протерозойскую с границей в соответствии со шкалой 1964 г. 2600 ± 150 млн лет. В тектоническом строении докембрия Карелии установлены архейская (Беломорская) и протерозойская (Карельская) складчатые системы, отвечающие по объему тектоно-магматическим циклам.

Современная структура беломорид, представленных различными гнейсами и амфиболитами керетьской, хетоламбинской и чупинской свит, сформирована в результате многократных деформаций двух эпох складчатости: архейской и протерозойской. Интенсивное складкообразование в архее происходило в два периода: чупинский и лоухский (Стенарь, 1972).

В чупинский период сформировались региональные складчатые структуры общего север-северо-западного простираения, которые четко контролируются размещением образований беломорской серии в пространстве. В лоухский период в результате проявления интенсивной фазы складчатости формируются субсеквентные поперечные складки общего субширотного простираения, что приводит к расчленению ранних тектонических форм на более мелкие по масштабам структуры, имеющие сложное внутреннее строение. Создается комбинированная тектоническая система беломорид.

В результате архейских фаз складчатости происходит определенная стабилизация земной коры в Западном Беломорье. Последующими нижнепротерозойскими фазами складчатости структуры беломорид усложняются складками северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простираения осевых плоскостей, часть из которых может быть прокоррелирована по времени со складчатыми деформациями в карелидах.

В соответствующие периоды и этапы тектонических деформаций породы беломорского комплекса были метаморфизованы, и в настоящее время по существу они представляют собой полиметаморфический комплекс пород.

Из-за недостатка фактических данных менее определенно можно говорить об истории развития архейских пород, выступающих в

антиклинальных структурах зоны карелид. С архейским циклом развития региона связано формирование древнейшего в Карелии эффузивного комплекса амфиболитов (метабазитов).

Периоды тектонических деформаций архея сопровождались внедрением комплексов интрузивных пород и формированием гранитоидов. В чупинский период происходит образование комплексов ультрабазитов и перидотит-габбро-амфиболитов, позднее происходит внедрение плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов с возрастом около 2700 млн лет. В лоухский период тектонические деформации сопровождаются формированием микроклин-плагиоклазовых, плагиоклаз-микроклиновых гранитов и пегматитов.

В карельской тектоно-магматический цикл в пределах стабилизированного Беломорского мегаблока по крупным разрывным нарушениям внедряются интрузии комплекса перцолитов-габбро-норитов, а с дальнейшим развитием деформаций в протерозое связано внедрение комплекса гиперстеновых плагиогранитов и гранодиоритов, комплекса гранатовых габбро и диабазовых метапорфиритов, формирование плагиоклаз-микроклиновых, микроклиновых гранитов и пегматитов.

В карельской зоне карелид образования нижнего и среднего протерозоя сформировались в ходе единого тектоно-магматического цикла развития от заложения карельской протогеосинклинальной системы (2600-2700 млн лет) до ее замыкания и превращения в платформу с протогеосинклинальной и протоплатформенной стадиями. В верхнем протерозое был платформенный режим.

В нижнем протерозое образования допия и сумия разделены угловым несогласием (Кратц, 1963) и соответственно устанавливается для периода тектогенеза: ранний ребольский и поздний селецкий, каждый из которых сопровождался региональным метаморфизмом и гранитообразованием. На территории Карелии тектонические движения ребольского периода проявились повсеместно. Однако в наименее измененном виде ребольские структуры сохранились лишь в Западной Карелии, являющейся частью Фенно-Карельского блока (Полканов, 1939) или Карельского массива (Харитонов, 1966). В результате ребольских движений обширная часть подвижной области карелид была выведена из режима геосинклинального осадконакопления и вступила в стадию орогенного развития.

Для протогеосинклинальной стадии развития карелид Карелии выделяется широкий спектр магматических формаций от ультрабазитов до гранитоидов. Периоду формирования протогеосинклинальных трогов и осадконакопления соответствовало образование вулканогенных комплексов четырех формационных типов: недифференцированных толеит-базальтовых, последовательно дифференцированных липарит-андезит-базальтовых, липарит-дацитовых и пикритовых. Для ряда районов Карелии предварительно выделены интрузивные аналоги этих комплексов: габбро-пироксенитовый (Западная Карелия),

габбро-амфиболитовый (Ветреный Пояс) и габбро-плагиогранитный (Северная Карелия). Заложение Карельской протогеосинклинали сопровождалось глубинными разломами и внедрением тел гипербазитовой формации, имеющих поясовое распространение.

С главными фазами ребольского периода складчатости связано образование формации мигматит-гранитов, приуроченных к антиклинорным структурам, на крупных площадях без четко ограниченных массивов и неоднородной интенсивностью гранитизации.

В сумийско-сариолийское время тектонический режим определяется наличием консолидированного Фенно-Карельского антиклинорного поднятия, в пределах которого в грабенообразных и пологих синклинальных структурах происходило накопление осадочно-вулканогенных образований сумийско-сариолийского комплекса (Хейсканен, 1973).

В результате селецкого периода тектогенеза в сумийско-сариолийское время карелиды в основном завершили орогенную стадию развития. Для этой стадии выделяется следующий ряд формаций: андезит-базальтовая, липарит-дацитовая, габбро-перидотитовая, перидотит-габбро-норитовая, габбро-диабазовая и формация синтектонических мигматит-гранитов нормального ряда.

С этапами селецкого периода складчатых движений связано внедрение габбро-перидотитовых и перидотит-габбро-норитовых интрузивных комплексов. К габбро-перидотитовой формации сумия отнесены интрузии ультраосновных пород Хаутаваарской и Каменно-озерской синклиналей. Тела перидотит-габбро-норитовой формации зафиксированы во всех структурных зонах, за исключением Приладожья. В большинстве случаев они приурочены к межблоковым тектоническим зонам.

С главными фазами селецкого периода тектогенеза связано формирование поздненижнепротерозойских мигматит-гранитов. В Северной Карелии данные гранитоиды пользуются региональным распространением, а в Западной Карелии они приурочены к линейным зонам тектонической активизации северо-западного простираения.

Протоплатформенной (субплатформенной) стадии развития карелид соответствует кондопожский период тектогенеза (Соколов и др., 1972). На ранних стадиях последнего формировались конседиментационные структуры, а в дальнейшем произошла их переработка.

Для протоплатформенной стадии карелид Карелии (ятулий, суйсарий, велсий) устанавливается следующий ряд формаций: толеит-базальтовая и габбро-диабазовая, пикрит-базальтовая и габбро-перидотитовая, габбро-щелочная, гранит-граносиенитовая, габбро-долеритовая.

В ятулии и суйсарии магматические образования представлены вулканогенными комплексами: ятулийским толеит-базальтовым и суйсарским пикрит-базальтовым и их интрузивными аналогами габ-

бро-диабазовыми и габбро-перидотитовыми комплексами. В Западной Карелии имеется только дайковый комплекс ятулийских габбро-диабазов.

Вне областей развития вулканизма в стабилизированных блоках развиты интрузии клинопироксенит-габбро-щелочной формации (Елетьозерский и Тикшозерский массивы). В Северной Карелии выявляется также нерасчлененный комплекс малых тел, жилых и дайковых пород гранитоидного состава, секущих ятулийские образования и краевую зону пород Елетьозерского массива.

Для вепсы выделен только силловый комплекс габбро-долеритов западного побережья Онежского озера и дайковый комплекс долеритов и диабазовых порфиритов в Северной Карелии.

Ряд исследователей считает, что субплатформенный режим существовал в среднем протерозое не на всей территории Карелии. Так, в схемах А.Симонена (Simonen, 1960) и И.П.Палея (1970) ятулийские серии Центральной Карелии параллелизуются с образованиями свекофенского подвижного пояса, который В.А. Глебовицкий (Глебовицкий и др., 1971) рассматривает как геосинклинальную систему среднепротерозойского возраста, включающую в частности сортавальскую и ладожскую серии Юго-Западной Карелии.

Новый фактический материал о взаимоотношении ятулийских и и калевийских образований, полученный в Юго-Восточной Финляндии, свидетельствует о более молодом возрасте калевия (аналог ладожской серии) по сравнению с ятулием (аналог сортавальской серии). Эти данные позволяют рассматривать Восточно-Финляндскую структурную зону (Кратц, 1963) как постятулийский подвижный пояс по юго-западному обрамлению Карельского массива. Геологическое развитие этой структуры в конце среднего протерозоя существенно отличалось от других регионов Карелии. Здесь происходило формирование следующих формаций: пироксенит-габбро-диоритовой, мигматит-гранитовой, гипербазитовой (?), глиноземистой андезит-базальтовой, а также габбро-анортозитовой и гранитов рапакиви.

Платформенный режим на территории Карелии наступает в рифее. В это время в районе Приладожья происходит формирование вулканогенно-осадочных пород салминской серии, залегающих на коре выветривания гранитов рапакиви (Кайряк, Хазов, 1967).

Платформенный магматизм представлен трапповой формацией, состоящей из вулканогенного комплекса субщелочных базальтов и силла трахидолеритов, обнажающегося на островах и побережье Ладожского озера.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ
ЭВОЛЮЦИИ ОСНОВНОГО-УЛЬТРАОСНОВНОГО
МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

В геологическом строении Западного Беломорья принимают участие сложнодислоцированные супракрустальные образования беломорской серии (архей), прорванные интрузиями основного состава, широко известными как друзиты (Федоров, 1896; Шуркин, 1962), и гранитоидами. Существуют различные представления о геологическом строении Западного Беломорья (Судовиков, 1939; Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962; Горлов, 1967, и др.).

В последние годы получен новый фактический материал, свидетельствующий о полициклическом формировании структуры беломорид (Стенарь, 1972; Стенарь и др., 1973). Установлено, что супракрустальные породы беломорид участвовали как минимум в трех периодах тектогенеза. Два из них (чупинский и лоухский) отнесены к архею. Интенсивные тектонические преобразования предполагаются и в протерозойское время (нерасчлененная субмеридиональная - северо-восточная складчатость). Каждый из этих периодов сопровождался синхронным метаморфизмом и магматическими процессами. Основные-ультраосновные магматические образования региона расчленены на ряд комплексов, различающихся по вещественному составу и отношению к разновозрастным тектоническим процессам (Степанов, 1971б). Границы комплексов, как и интерпретация их геологического возраста, в известной мере условны и требуют дальнейшего изучения.

Установлена следующая последовательность образования комплексов: 1 - амфиболитов, 2 - ультрабазитов, 3 - перидотитов-габбро-ортоамфиболитов, 4 - лерцолитов - габбро-норитов, 5 - метапорфиритов - гранатовых габбро, 6 - субщелочных даек (в последующем описании не рассматриваются). Три первых комплекса связываются с архейским временем развития беломорид, остальные - с протерозойским.

1. Комплекс амфиболитов выделен в значительной степени условно. К нему отнесены различные (гранатовые, полевошпатовые, пироксеновые и др.) амфиболиты „неясного генезиса“, залегающие в виде пластообразных тел на различных уровнях разреза беломорской серии и обычно описываемые в составе выделяемых в ней свит.

Ортоприрода этих амфиболитов подтверждается близостью их химического состава с магматическими породами.

Правомерность такой трактовки генезиса амфиболитов подтверждается конкретными полевыми наблюдениями, фиксирующими переход разновозрастных магматических пород основного состава в амфиболиты сходного облика. Характерно, что переход совершается в условиях, близких к изохимическим, без существенного изменения состава исходных пород. Минеральные составы и структурные особенности пород комплекса отражают их метаморфизм и на данной стадии изученности не информативны относительно первичного генезиса. Пластовый характер амфиболитовых тел, строгая приуроченность по крайней мере части из них к определенным уровням разреза беломорской серии, предполагаемая мелкозернистость исходных пород, а также их химический состав позволяют считать, что они образовались по сравнительно однородным вулканическим образованиям, а частью субэффузивным пластовым интрузиям. Этот вывод в значительной степени совпадает с высказанным ранее мнением К.А.Шуркина (Шуркин и др., 1962) о существенной роли метавулканитов в разрезе беломорской серии. Геологический возраст комплекса амфиболитов определяется одновременностью образования их с остальными супракрустальными породами беломорской серии и участием в ранних северо-западных складках беломорид (чупинский период тектогенеза; Стенарь и др., 1973).

Для петрохимической классификации амфиболитов использованы данные примерно 40 химических анализов. Пересчет их на нормативные составы (СУРВ, по программе Е.М.Романова для ЭВМ „Минск-32“) дает спектр от щелочных оливиновых базальтов до кварцевых толеитов. Крайние члены этого ряда требуют дополнительного изучения и здесь не рассматриваются. Средние химические составы амфиболитов района оз.Энгозеро и Куземо-Поньгомского района (рис. 1) показывают значительную близость их между собой и аналогию среднему составу толеитового базальта (по Нокколдсу), от которого они отличаются более низкими содержаниями TiO_2 и повышенными Al_2O_3 .

Имеющийся фактический материал недостаточен для решения вопроса о формационной принадлежности комплекса, однако представляется несомненной его толеитовая природа. Обращает на себя внимание исключительное сходство средних составов амфиболитов с трапями древних платформ (Кутолин, 1972).

Для установления формационной принадлежности комплекса важное значение имеет изучение первоприроды гнейсовой составляющей беломорской серии и, в частности, выяснения роли вулканитов среднего и кислого состава в ее формировании.

2. Комплекс ультрабазитов представлен бесполовошпатовыми ультраосновными породами – перидотитами, пироксенитами и их метаморфическими эквивалентами – серпентинитами, амфиболовы-

ми, карбонатсодержащими и другими сланцами. Они образуют мелкие линзовидные тела, залегающие согласно с вмещающими породами. Размеры тел исчисляются первыми десятками и реже сотнями метров. Часто отмечается групповое четкolorазное расположение этих тел, что наряду с линейным характером локализации интрузивов может отражать их вторичное блокирование. В полосе, прослеживающейся от оз.Верхнее Кумозеро – оз.Кереть на северо-восток в направлении к бывшей дер.Соностров, зафиксировано около 30 тел метаультрабазитов. Характерна постоянная ассоциация их с породами комплекса амфиболитов, залегающими на различных уровнях разреза беломорской серии, что, очевидно, отражает парагенетическую связь этих комплексов.

Наименее измененными породами комплекса являются метаперидотиты, метатарцбургиты, имеющие преимущественное развитие в западной части региона. Для них характерны первичный оливин (10–20% Fa) и ортопироксен – бронзит (14–15% Fs), замещение которых lizardит–хризотиловым серпентином определяет переход этих пород в серпентиниты. Пироксениты, образующие оторочки вокруг метаперидотитовых тел или жиллообразные обособления в них (оз.Кулежда), на 60–70% состоят из ортопироксена–бронзита (19–20% Fa), иногда в них в небольшом количестве присутствует оливин. Более поздний метаморфизм ультрабазитов сопровождается образованием амфибола тремолит–актинолитового ряда или антофиллита, хлорита (группа пенина) и карбоната.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется возрастом комплекса амфиболитов, породы которого обычно вмещают тела ультрабазитов и, очевидно, сформировались до внедрения их, а верхняя – участием в субширотных складках рамы (лоухский период тектогенеза, архей; Стенарь и др., 1973).

Петрохимические особенности комплекса показаны на рис. 1. К его первичному составу наиболее близок состав метаперидотитов, испытавших минимум метаморфических преобразований. Они характеризуются высокой магнезиальностью ($m = 6.36$ при $FeO' = 10.69\%$) и сравнительно низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей при максимальных для региона значениях параметра b , по Заварицкому, (57–63). В метаперидотитах повышены содержания Cr, V, Cu, S относительно кларков для ультраосновных пород (Виноградов, 1962), близки к ним концентрации Ti и P и несколько понижены Ni и Co. Пироксениты отличаются меньшими значениями параметра b (51–55), содержат меньше MgO и больше SiO_2 , CaO и Al_2O_3 (рис. 1, см. вкладку).

От пироксенитов западной части района существенно отличаются пироксениты района оз.Б.Крохино, в которых повышены концентрации $TiO_2 = 1.32\%$ и $FeO' = 17.49\%$ (средние по 5 анализам). Близость содержаний NiO , CoO , Cr_2O_3 , петрографическое сходство, однотипность геологической локализации и одновозрастность по-

зволюли отнести пироксениты обоих районов к одному комплексу, а различия в концентрациях MgO и FeO связать их с процессом дифференциации первичного вещества. Ограниченность фактического материала предопределяет условность этого объединения и требует дальнейшего изучения вопроса.

Формационная принадлежность комплекса проявлена недостаточно отчетливо. Характер локализации, форма и размеры тел, петрографический состав пород (постоянное присутствие ортопироксена, гарцбургитовый состав по нормативным пересчетам), отсутствие достоверных данных о существовании в связи с ними интрузивных дифференциатов основного состава свидетельствуют о вероятней принадлежности комплекса к гипербазитовой формации. По содержанию Al_2O_3 , CaO , щелочей, высокой железистости и отмеченным выше элементам дифференциации эти образования сходны с перидотитами габбро-пироксенит-дунитовой формации (Кузнецов, 1964). Изменение первичного состава пород, особенно в отношении Al_2O_3 , CaO и щелочей, возможно в процессе метаморфизма, поэтому первая группа критериев кажется более надежной, и более вероятной представляется принадлежность комплекса к гипербазитовой формации. Аналогичное смешение формационных признаков характерно для гипербазитов Аллареченского района Колыского полуострова (Зак и др., 1972), с которыми интрузивы рассматриваемого комплекса имеют значительное сходство как по химизму, так и по другим параметрам. Эта аналогия наряду с существенным сходством рассмотренных ультрабазитов с лопским гипербазитовым комплексом Карелии (Слюсарев, Куликов, 1973) является проблемным вопросом, требующим специального изучения.

3. Комплекс перидотитов-габбро-ортоамфиболитов образует дифференцированный ряд от плагиоклазовых перидотитов до плагиоклазитов. Наиболее распространенным петрографическим членом его являются габбро, часто ортопироксеновые, и их метаморфические эквиваленты — полевошпатовые амфиболиты, а плагиоклазовые перидотиты (верлиты и лерцолиты), троктолиты, габбро-нориты, оливиновые габбро и плагиоклазиты (лабрадориты) имеют резко подчиненное развитие.

Форма интрузивов пластообразная или лополитообразная, размеры до $2-4 \text{ км}^2$ (массивы Боярский, Нижнепоповский, оз. Заячье и др.). Вблизи некоторых из них (массивы Боярский и Нижнепоповский) располагаются мелкие тела аналогичного состава, фрагментарный характер которых позволяет рассматривать их как эрозионные останцы и предполагать значительно большие первоначальные размеры интрузивов. Более древний возраст данного комплекса по отношению к комплексу лерцолитов — габбро-норитов определяется на основании пересечения (по данным Ю.И. Сыстры) ортоамфиболитов Нижнепоповского массива оливиновыми габбро-норитами. Косвенно этот вывод подтверждается участием первого в субширотной складчатости (лоухский период тектогенеза, по

М.М.Стенарю и др., 1973). Отчетливо устанавливается участие интрузивов комплекса в складчатости протерозойского времени. Эти процессы сопровождались интенсивной амфиболизацией первичных пород. Поэтому в пределах массивов преобладают полевошпатовые амфиболиты, среди которых в виде реликтовых пятен, имеющих постепенные нечеткие границы, картируются породы, довольно хорошо сохранившие первичную структуру и минеральный состав. В Боярском интрузиве в основании разреза (крайняя северо-западная часть тела) наблюдаются меланократовые троктолиты с шпировидными сегрегационного типа обособлениями перидотитов, а к верхам его приурочены относительно лейкократовые габбро. Плаггиоклазиты встречаются в виде небольших жил среди троктолитов. Характер переходов между этими породами позволяет рассматривать их как дифференциаты одной порции магмы. Сходное строение имеет Нижнепоповский массив.

В оливиновых породах комплекса отчетливо проявляется кумулятивный тип структур. Относительно ранним образованием и сегрегацией кристаллов оливина можно объяснить появление перидотитов. В троктолитах и оливиновых габбро кристаллизация оливина и плаггиоклаза значительно сближена и иногда отмечается более раннее образование последнего. В габбро отчетливо проявлена офитовая структура, достигающая максимального развития в плаггиоклазитах. Состав оливинов изменяется от 7–14 Fa в перидотитах до 23–32% Fa в троктолитах и оливиновых габбро соответственно. Состав плаггиоклаза снижается от битовнита (80% An) в ультраосновных дифференциатах до лабрадора (53–56% An) в габбро и 40–50% анортита в полевошпатовых амфиболитах. Ортопироксен-бронзит (от 13–14% Fs в Боярском до 20–25% Fs в Нижнепоповском массивах). Клинопироксен отвечает авгиту и диопсиду. Характерны друзитовые структуры. Обычно на границе оливина и плаггиоклаза наблюдаются одинарные ортопироксеновые каймы, которые проникают иногда на границу оливина с зернами клинопироксена. В этих каймах, как правило, отсутствуют клинопироксеновые оторочки, но повсеместно отмечается гранат. В оливиновых габбро и троктолитах наблюдаются лейстовидные включения плаггиоклаза в оливине, между которыми проявляются реакционные отношения, обычные для друзитовых структур. Следовательно, последние являются результатом реакции твердых минеральных фаз и образовались в консолидированных породах. Экспериментально установлено (Грин и др., 1970), что граница между оливин-плаггиоклазовыми и пироксен-плаггиоклазовыми ассоциациями в составах высокоглиноземистых базальтов, к которым близки породы комплекса, проходит при 1100°C в пределах 4.5–6.8 кбар. Ранняя по отношению к пироксенам кристаллизация плаггиоклаза и высокое содержание в нем анортита должны отражать в соответствии с экспериментальными данными (Грин, Рингвуд, 1968а) кристаллизацию расплава в условиях относительно небольшого давления. Твердо-

фазная реакция между оливином и плагиоклазом свидетельствует о перекристаллизации пород в поле шпинелевых перидотитов (Лутц, 1974).

По данным Т.Х.Грина с соавторами (1970), появление граната в сходных составах устанавливается при 1100°C начиная с 11 кбар. Другие данные (Кусиро, Йодер, 1968) позволяют предполагать возможность подобных преобразований при меньших значениях температуры и давления, но, вероятно, не ниже 6 кбар. Достоверная оценка намечающегося разрыва по давлению между кристаллизацией и метаморфизмом пород комплекса затруднительна в связи с возможной возрастной корреляцией этих преобразований с высокотемпературным региональным метаморфизмом.

Характерной петрохимической особенностью комплекса является существенное различие в железистости пород западной ($f = 0.184 - 0.278$ до 0.835 в плагиоклазитах) и восточной ($f = 0.259 - 0.663$) частей района, чем и обусловлено выделение в его составе двух субкомплексов: боярского, развитого на западе (типичный представитель – Боярский массив), и нижнепоповского (восточная часть района – Нижнепоповский массив). Химические составы субкомплексов отражены на вариационной диаграмме (рис.1). По сравнению с другими породами района оба субкомплекса характеризуются низкими содержаниями Cr_2O_3 , а породы боярского – также минимальными концентрациями TiO_2 и NiO . Сопоставление этих данных с кларками соответствующих пород (Виноградов, 1962) показывает, что концентрация Cr_2O_3 , NiO , TiO_2 , а также CoO , CuO , V_2O_5 в ультраосновных породах комплекса понижена, а в основных – равна кларкам или несколько превышает их. От комплекса лерцолитов – габбро–норитов они отличаются также повышенными концентрациями CaO , Al_2O_3 и более низкими SiO_2 и щелочей. Сближенное положение фигуративных точек габбро и полевошпатовых амфиболитов боярского субкомплекса отражает близость их химических составов и апогаббровую природу последних. Аналогичный вывод представляется справедливым и для нижнепоповского субкомплекса.

О составе магмы, исходной для боярского субкомплекса, можно судить по составу мелкозернистого габбро, угловатые обломки которого включены в среднезернистое габбро (Боярский массив) и, вероятно, являются фрагментами зоны закалки. По химизму оно близко к среднему составу габбро субкомплекса (рис.1), а количественные соотношения дифференциатов в интрузивах подтверждают вероятность такого состава исходной магмы. По классификации Йодера и Тилли (1965), предполагаемая исходная магма отвечает толеитовому базальту, насыщенному SiO_2 (нормативный гиперстен). Вместе с тем от среднего толеитового базальта (Соловьев, 1970) она отличается повышенными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и пониженными железа, титана и щелочей, что сближает ее с составами высокоглиноземистых базальтов. На диаграмме Куно $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)$ фигуративная точка исходной магмы располагается в поле толеитов

вблизи границы его с глиноземистыми базальтами. Нижнепоповский субкомплекс изучен в меньшей степени и судить о составе вещества, исходного для него, затруднительно. Повышенная железистость пород позволяет предположить, что исходная магма отличалась здесь более высоким отношением Fe к Mg.

Полученные данные (рис. 1, 2) позволяют условно выделить в процессе формирования пород комплекса два этапа. На раннем этапе образование оливиновых пород и плагиоклазитов определяется фракционированием оливина и плагиоклаза. От количественных соотношений этих минералов зависит состав формирующихся пород. Меньшее значение имеет на этом этапе изменение состава кумулятивных фаз. На диаграмме Осборна фигуративные точки пород образуют поле, вытянутое преимущественно вдоль оси SiO_2 , что отвечает известково-щелочному направлению дифференциации, а пологий наклон его отражает отмеченное ранее повышение железистости кумулятивных фаз. На тройных диаграммах (рис. 2) видно, что падение в породах концентрации Mg компенсируется на этом этапе возрастанием количеств Al, Ca при примерно одинаковом содержании Fe. На заключительном этапе кристаллизации комплекса формируются безоливиновые габброиды. Поле фигуративных точек их вытянуто вдоль оси Fe-Mg, что отвечает ферритовскому направлению дифференциации. Образовавшиеся в этот период породы наиболее существенно различаются по железистости темноцветных при близком составе лейкократовых компонентов. Таким образом, если на ранней стадии кристаллизации расплава Fe и Mg фракционируются совместно, то на поздней стадии проявляется антогонизм Fe и Mg с отчетливо выраженной тенденцией обогащения железом поздних продуктов кристаллизации. Наличие четко выраженной ферритовской составляющей в тренде эволюции рассматриваемого комплекса существенно отличает его от комплекса лерцолитов-габбро-норитов. Вероятным аналогом его за пределами рассматриваемой территории является Пешостровский массив габбро-лабрадоритов (Косой, 1938; Шуркин и др., 1960, рис. 2, см. вкладку). Некоторые черты сходства комплекс имеет с формацией анортозитов (Кузнецов, 1964) и с формацией габбро-лабрадоритов Кольского полуострова (Юдин, 1973).

4. Комплекс лерцолитов - габбро-норитов представлен широко распространенной ассоциацией двупироксеновых магматических пород (рис. 3), образующих непрерывный петрографический ряд от плагиоклазовых лерцолитов (иногда гарцбургитов) до лейкогаббро-норитов, лейкогаббро и анортозитов (Степанов, 1971б). В пределах рассматриваемого района характерной особенностью этих пород являются реакционные взаимоотношения между оливином и плагиоклазом, которые обусловили широкое развитие друзитовых структур, привлекавших внимание многих исследователей (Федоров, 1896; Машковцев, 1927; Строна, 1929; Саранчина, 1946; Лебедев, 1951; Шуркин и др., 1962, и др.).

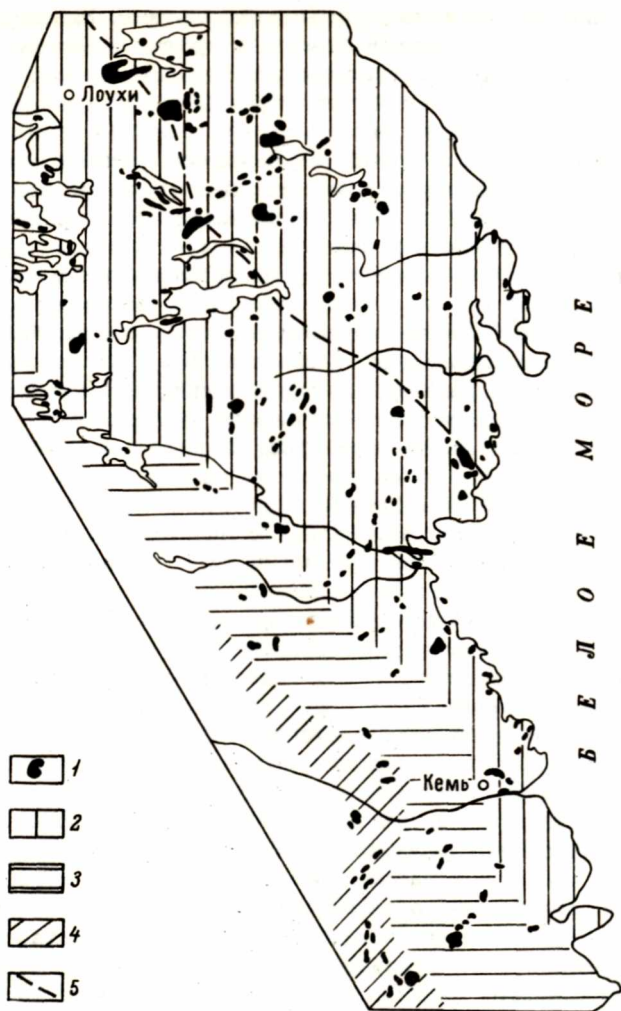


Рис. 3. Схема распространения пород комплекса лерцолитов-габбро-норитов.

1 - интрузивы комплекса лерцолитов-габбро-норитов; примерное распространение пород комплекса: 2 - оливиновых, 3 - безоливиновых, 4 - гранофировых и кварцсодержащих; 5 - условное положение осевой линии зоны распространения оливиновых пород комплекса.

Морфология и пространственная локализация интрузивов комплекса находятся в прямой зависимости от субширотных складок лоухского тектогенеза, которые предопределили закономерности возникновения и форму структурных ловушек магмы. Наряду с дайкообразными интрузивами, ориентированными обычно субпараллельно их осевым поверхностям (интрузивы Юдомнаволока – Кузема, оз. Кулежма, Северо-Кемский, оз. Егут, мыса Куарнис и др.), часто встречаются линзовидные и подковообразные тела, локализованные в призмковых частях крупных субширотных складок (массивы Амбарнский, Вехкозеро-Ригачозеро, Пиртозерский, Келейногубский, Моржовый и др.). Наиболее крупные дайкообразные тела при видимой мощности до 400 м прослеживаются на расстояние до 8–9 км, а изометричные достигают 2–3 км в максимальном измерении. Первично-магматические контакты интрузивов сопровождаются развитием зон закалки (1,5–2 м). Локализация магмы в структурных ловушках, подготовленных лоухской складчатостью, определяет более позднее формирование комплекса по отношению к максимуму ее проявления. Закаленные эруптивные контакты интрузивов и массивные текстуры пород отражают внедрение магмы в относительно холодные жесткие породы рамы и кристаллизацию в спокойной тектонической обстановке, исключая тем самым соскладчатую природу комплекса и определяя более позднее образование его по сравнению с лоухским периодом тектогенеза. Участие комплекса в субмеридиональной складчатости и в более поздних дифференциальных движениях проявляется в поперечных изгибах и блокировании тел, смещении и растаскивании блоков с заполнением межблоковых пространств втекающими гнейсами и гранитным материалом. С этим процессом связано образование вторичных тектонических контактов.

Таким образом, комплекс фиксирует относительную консолидацию региона, отделяющую лоухский период тектогенеза от более поздней складчатости (субмеридиональной и северо-восточной). Внедрение его, очевидно, связано с постконсолидационной активизацией – начальными фазами последней. По отношению к лоухской складчатости и единичным пересечениям комплекс лерцолитов-габбро-норитов моложе комплекса ультрабазитов и комплекса перидотитов-габбро-ортоамфиболитов. В Егутском массиве габбро-нориты секут гранодиориты. Сходство этих пород по химизму с габбро-норитами и гиперстеновыми гранитоидами Западно-Вичанского массива (оз. Кереть), имеющими такие же возрастные соотношения, очевидно, свидетельствует о более молодом возрасте комплекса по отношению к чарнокитовым гранитоидам „зоны сочленения” и гранодиоритам беломорид и о возможности возрастной корреляции последних. Верхняя возрастная граница комплекса устанавливается по пересечению его породами комплекса метапорфиритов – гранатовых габбро (район оз. Кулежма). Наблюдаются многочисленные пересечения его пегматитовыми жилами и существенно микроклиновыми гранитами, радиологический возраст которых и связанных с ними изме-

нений в габброидах определяется в интервале 2200–1750 млн. лет (K-Ar и др. методы; Шуркин и др., 1962; Лобач–Жученко и др., 1972).

Внутреннее строение интрузивов, несмотря на значительную суммарную амплитуду дифференциации, характеризуется ограниченным набором пород, отвечающим единице расслоенности (Уэйджер и Браун, 1970). Лишь в одном случае (оз. Нижнее Вехкозеро) наблюдалась тонкая магматическая слоистость, обусловленная различной концентрацией оливина, ортопироксена и плагиоклаза в соседних слоях. В Шангостровском массиве тренд-анализом установлена закономерная химическая анизотропия (Степанов, 1971а), которая может сопоставляться по своей природе с явлениями скрытой расслоенности (Уэйджер и Браун, 1970). Аналогичная картина, по-видимому, имеет место в массивах Пиртозеро и Моржовый. В ряде интрузивов (Юдомнаволок – Кузема, оз. Кулежда, Амбарский, Вехкозеро – Ригачозеро и др.) отчетливо устанавливаются образования заключительной фазы комплекса, представленной мелкими дайками оливиновых и пироксеновых порфиров.

Петрографическое разнообразие пород комплекса определяется различными количественными сочетаниями четырех главных минералов оливина (от 12–22 до 30% Fx), ортопироксена-бронзита (от 10–18% Fs в лерцолитах и оливиновых габбро-норитах до 23–28% Fs в лейкогаббро-норитах), клинопироксена, близкого к эндиопсиду, и плагиоклаза (40–60%). В небольших количествах отмечаются хромшпинелиды и биотит, а из вторичных – гранат, амфибол и серпентин. Структуры пород имеют большое сходство с кумулатами расслоенных интрузий (Уэйджер и Браун, 1970). Шпинель, оливин и обычно ортопироксен образуют примокристы, а клинопироксен, плагиоклаз и биотит кристаллизуются как поровый материал, причем устанавливается относительно ранняя кристаллизация клинопироксена. Эта последовательность кристаллизации предопределила возможность обогащения поздних продуктов кристаллизации плагиоклазовой составляющей. Петрографические данные показывают, что ведущим процессом эволюции магматического расплава при формировании пород комплекса была кристаллизационная дифференциация в условиях постепенно понижающихся температур с гравитационным или механическим фракционированием кристаллических фаз и жидкостей.

Первичная оливин-плагиоклазовая ассоциация комплекса свидетельствует о кристаллизации расплава в условиях P - T поля плагиоклазовых перидотитов (Лутц, 1974), верхняя граница которого определяется по давлению в интервале 6–9 кбар (Кусиро, Йодер, 1968). Поздняя относительно темноцветных (пироксенов) кристаллизация плагиоклаза в породах комплекса совпадает с последовательностью выделения минеральных фаз в опытах с оливиновыми толеитовыми базальтами при давлении 9 кбар (Грин, Рингвуд, 1968а), что на основании близости химизма последних и рассматриваемых пород поз-

воляет предполагать формирование комплекса в высокобарической части поля плагиоклазовых перидотитов. По содержанию Ca (0.07–0.09 формульной единицы по данным химического анализа) ортопироксены комплекса кристаллизовались при температуре несколько выше 1050°C (Дир и др., 1965). Очевидно, температура солидуса не превышала эту величину, а верхний предел давлений при этом, судя по экспериментам (Куширо, Йодер, 1968), составлял 7.5–8 кбар. Образование дупироксеновых кайм на границе оливина с плагиоклазом свидетельствует о нарушении равновесия между первичными фазами и, очевидно, связано с переходом пород в поле P – T шпинельных перидотитов. Высокотемпературный характер реакции между оливином и плагиоклазом наряду с тотальным осуществлением ее в породах комплекса позволяет рассматривать это явление как субсолидусное преобразование в медленно остывающих интрузивах. Судя по диаграмме главных ступеней метаморфизма ультраосновных пород (Лутц, 1974), такая реакция возможна выше неинвариантной точки, примерные координаты которой в поле P – T определены (Куширо, Йодер, 1968) как 6 кбар и 700°C . Таким образом, рассматриваемый комплекс, вероятно, сформировался в интервале давлений 6–8 кбар. Субсолидусные преобразования пород, включая образования граната, могли происходить как при изобарическом снижении температуры, так и при некотором повышении давления.

Петрохимические особенности комплекса иллюстрируются средними составами пород на вариационной диаграмме (рис. 1). Петрологическая однородность его отчетливо отражается распределением фигуративных точек пород на диаграммах (рис. 2). Составы закаленных пород и предполагаемый средний состав (рис. 1) характеризуют исходную магму как толеитовую, отвечающую, по классификации Йодера и Тилли (1965), толеитовому базальту, недосыщенному SiO_2 (нормативные оливин, гиперстен и диопсид). По содержанию MgO она занимает промежуточное положение между оливиновым толеитовым базальтом Нокколдса и пикритом Дели (Соловьев, 1970), отличаясь от этих стандартов несколько повышенным содержанием SiO_2 и более низким Al_2O_3 и CaO . По сравнению с кларками основных пород (Виноградов, 1962) исходная магма была несколько обогащена Ni , Co и S , а повышенные содержания Cr и V характерны для всех пород комплекса.

Распределение фигуративных точек химических составов пород на петрохимических диаграммах (рис. 2) и данные корреляционного анализа (Степанов, 1971а) показывают, что в процессе дифференциации исходной магмы происходило перераспределение Mg и антагонистичных ему Al , Ca и щелочей между меланократовыми и лейкократовыми продуктами кристаллизации. При этом относительно инертным оставалось железо, концентрация которого заметно падает лишь в крайних лейкократовых дериватах. Тренд дифференциации комплекса обладает чертами как боуэнского, так и толеитового

направлений. На диаграммах (рис. 1 и 2) отчетливо отражается обогащение лейкократовых дериватов Al , Ca и щелочами. Одновременное с этим прогрессивное снижение концентрации Mg приводит к относительному обогащению их Fe . На диаграмме Осборна (Степанов, 1971) устанавливается, что рост относительной железистости дифференциатов значительно опережает накопление в них SiO_2 . Распределение малых элементов определялось их родством (изоморфизм) с главными химическими компонентами исходного расплава, вследствие чего меланократовые дифференциаты обогащаются Cr , Ni , Co , а лейкократовые — Ti и V . На диаграмме Осборна в верхней части общего поля расположены фигуративные точки относительно поздних дифференциатов комплекса — лейкогаббро-норитов, габбро-пегматитов и пород дайковой фазы, что отражает гомодромную направленность эволюции магмы.

Дифференциация исходного вещества осуществлялась прежде всего за счет фракционирования Mg , Fe и родственных им элементов в кристаллизовавшихся первыми магнезиальном оливине и бронзите (положительная корреляционная связь $Mg-Fe^{2+}$) и обогащения вследствие этого остаточного расплава плагиоклазовой составляющей. Это хорошо увязывается с петрологическими выводами о глубинном формировании комплекса.

Наряду с внутрикамерной дифференциацией магмы, о значительной роли которой свидетельствует близость химических составов закаленных пород и пород дайковой фазы, наблюдающейся в интрузивах с значительной амплитудой дифференциации (Юдомнаволок — Кузема, оз. Кулежда и др.), устанавливается докамерная дифференциация магматического расплава. Она проявляется в заметных вариациях составов закаленных пород, пород дайковой фазы и недифференцированных мелких интрузивов. Каждому типу этих образований на петрохимических диаграммах (рис. 2) присущи свои поля рассеяния фигуративных точек, которые в значительной степени перекрываются между собой, располагаясь вместе с этим в пределах поля дифференцированных интрузивов. Устанавливаемая, таким образом, докамерная эволюция магмы аналогична по характеру, а вероятно, и механизму внутрикамерной дифференциации расплава.

Отмеченные вариации магнезиальности интрузивов комплекса подчинены определенным пространственным закономерностям, которые выражаются в особенностях площадного распространения оливинсодержащих, безоливиновых и кварцевых (гранофировых) пород (рис. 3). В дополнение к этой схеме можно отметить, что к осевой линии зоны распространения оливинсодержащих пород тяготеют наиболее крупные и наиболее магнезиальные по составу интрузивы комплекса. Переход от зоны оливинсодержащих к зоне кварцевых (гранофировых) габбро-норитов сопровождается понижением содержания MgO в закаленных породах до 14% и, вероятно, 10%. Рассмотренная зональность, очевидно, сопровождается изменениями количественно-

го порядка, которые легли в основу выводов Н.Д.Малова (1973) о закономерностях пространственного распределения друзитов в северной части Западного Беломорья. Вариации средних химических составов интрузивов по региону, по-видимому, отражают прежде всего степень удаленности их от очага генерирования магмы, так как представляется очевидным, что в общем случае степень дифференциации первичной магмы находится в прямой зависимости от времени перемещения ее из очага зарождения к месту становления интрузива. Появление гранофировых пород в западной части региона, аналогичных гранофировым габбро-норитам интрузива Юдомнаволока - Кузема, в обоих случаях связано, вероятно, с ассимиляцией магмой некоторого количества кислых пород рамы. Сделанные предположения позволяют связать описанную зональность с более высоким положением относительно дневной поверхности западной части региона в период внедрения комплекса. С этим, возможно, связан и более высокий идиоморфизм плагиоклаза, характерный для габбро-норитов этой территории.

По исходному составу магмы, характеру эволюции и продуктам кристаллизации ее, а также тектонической позиции комплекс лерцолитов-габбро-норитов может быть сопоставлен с формацией дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ (Кузнецов, 1964). Ближайшим петрологическим аналогом его в Карелии является Олангская группа расслоенных интрузий (Лавров, 1971). Существующие между ними различия в геологии интрузивов, по-видимому, имеют фациальный характер. Интересно отметить, что по петрохимическим параметрам, в частности по содержанию Mg , Cr и Ti , породы комплекса обнаруживают наибольшее сходство с образованиями суйсарского комплекса Ветреного Пояса (Слюсарев, Куликов, 1973).

5. Комплекс метапорфиров - гранатовых габбро представлен различными метапорфиритами, габбро-диабазами и габбро, которые по минеральным ассоциациям отвечают гранат-клинопироксен-плагиоклазовым породам, в той или иной степени амфиболизированным. Клинопироксен варьирует по составу от авгита до салита. По составу $Mg_{40.6}$, $Fe_{44.7}$, $Ca_{44.7}$ (один химанализ) он падает на пограничную область авгит-салит (Дир и др., 1965). Плагиоклаз изменяется от андезина ($36-45\% An$) до олигоклаза ($25-27\% An$), который часто ассоциирует с кварцем. Магнезиальность граната варьирует от 0.37 до 0.28 и 0.20. Амфибол - обыкновенная роговая обманка с магнезиальностью ≈ 0.43 . Биотит близок по оптическим константам к лепидомелану. Из рудных минералов отмечаются титаномagnetит (?) и сфен. По форме обособления магматического материала этот комплекс является типично дайковым. Параметры тел и их пространственная ориентировка варьируют в довольно широких пределах, но преобладают широтные дайки мощностью, измеряемой первыми метрами. Первичные контакты имеют эруптивный характер: отмечают-

ся зоны закалки, тонкие апофизы во вмещающие породы и захват ксенолитов последних.

Геологический возраст комплекса определяется секущим отношением его интрузивов к субширотным складкам (лоухский период деформаций) и участием их в субмеридиональной и северо-восточной складчатости. Все это, а также расположение этих образований в одних широтных зонах с породами комплекса лерцелитов-габбро-норитов (район Кулежма, южный берег губы Домашней Белого моря и др.) свидетельствует о их возрастной близости, хотя на основании пересечения габбро-норитов гранатовыми габбро (район оз. Кулежма) довольно четко устанавливается более позднее образование рассматриваемого комплекса. Его возрастные взаимоотношения с гранитоидами значительно усложнены явлениями палингенеза, отчетливо прослеживаемыми на ряде объектов в районе губы Поньгома Белого моря. Здесь дайки основных пород секут гранитоиды, в свою очередь испытывают контактное воздействие последних и пересекаются мелкими гранитными и пегматоидными жилками. Такое явление (эффект Седерхольма; Eskola, 1961) свидетельствует о ремобилизации гранитных тел после внедрения основных даек в условиях наложенной складчатости.

Петрохимические особенности комплекса иллюстрируются средними составами некоторых типов пород на вариационной диаграмме (рис. 1). По нормативным составам они образуют ряд от недосыщенных SiO_2 (с нормативным оливином) до слабо пересыщенных (с нормативным кварцем) при значительном преобладании последних. Постоянное присутствие в нормативных составах ортопироксена, количественно преобладающего над клинопироксеном, свидетельствует о их толеитовой природе, что подтверждается и соотношением Al_2O_3 - щелочи (Kuno, 1960). Судя по диаграммам (рис. 1 и 2), наибольшие вариации испытывают концентрации Fe и Mg, меньшие - щелочи, Al_2O_3 , SiO_2 и минимальные - CaO. Наиболее магнезиальными являются метапорфириты губы Домашней ($f = 0.39$), а наиболее железистыми ($f = 0.62$) - метапорфириты о-ва Поньгомнаволок Белого моря. В целом для комплекса характерно пониженное содержание Al_2O_3 и заметное преобладание Fe над Mg. По сравнению с кларками основных пород (Виноградов, 1962) породы его содержат несколько больше TiO_2 и V_2O_5 , примерно столько же NiO , Cr_2O_3 и CuO. От других магматических образований региона они отличаются низкими концентрациями Al_2O_3 , NiO , Cr_2O_3 , высокими FeO^1 , TiO_2 и V_2O_5 (рис. 1) и несколько повышенными - MnO и P_2O_5 . Распределение фигуративных точек пород на диаграммах (рис. 2) отражает феннеровский тип дифференциации исходного вещества (Йодер и Тилли, 1965). Значительное изменение составов пород в пределах комплекса при сравнительно небольших вариациях составов в конкретных телах позволяет считать, что дифференциация исходного вещества осуществлялась в докамерный период эволюции. Выдержан-

ность вещественного состава, а также морфологических и параметрических характеристик его интрузивов на значительной территории, вероятно, охватывающей все Западное Беломорье, по-видимому, обусловлена определенным составом генерируемой магмы и может рассматриваться как самостоятельное явление в эволюции магматизма.

Судить об условиях образования комплекса затруднительно, поскольку дайковая форма проявления сочетается в нем с развитием гранат-клинопироксеновых ассоциаций. По экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968), давления, необходимые для образования граната в составах кварцевых толеитов, к которым близка значительная часть пород комплекса, при температурах 1000, 1100 и 1200°C составляют примерно 13, 14 и 16 кбар. Положительная корреляция этих величин позволяет предположить, что образования гранат-клинопироксеновой ассоциации рассматриваемых пород, температурный режим формирования которой по одноименному геотермометру Л.Л.Перчука (1970) составляет 650°, проходило при более низком давлении. По данным Б.Г.Лутца (1974), область существования этой ассоциации при данной температуре определяется давлениями в пределах 7–8.5 кбар. Структурные соотношения минералов отражают вторичную природу рассматриваемой ассоциации и вероятное образование ее в результате реакции твердых минеральных фаз. Все указанные особенности, а также высокотемпературный характер ассоциации и сквозное развитие ее в породах комплекса позволяют считать, что она сформировалась в обстановке субсолидуса. Таким образом, формирование рассматриваемого комплекса и комплекса перцолитов-габбро-норитов проходило при близких давлениях. Близость геологических возрастов этих комплексов наряду с общностью площадного распространения позволяет рассматривать их как разновременные производные одного магматического очага, т.е. очевидно близкое формационное родство этих комплексов.

Изложенный материал позволяет отметить некоторые черты эволюции основного – ультраосновного магматизма Западного Беломорья. В результате сопоставления предполагаемых составов магм, исходных для рассмотренных комплексов (рис.1), выявлено периодическое изменение во времени их основности (параметра b), с чем сопряжены изменения концентраций MgO , Cr_2O_3 , NiO (в прямой зависимости) и железа Al_2O_3 , CaO , TiO_2 и P_2O_5 (в обратной). Вместе с тем устанавливается некоторое повышение концентрации железа и суммы щелочей в магмах, генерированных в более позднее время. В соответствии с выводами А.П.Лихачева (1973), можно предположить, что такие различия в исходных расплавах обусловлены периодическими изменениями температурных условий магмообразований. С относительными термальными минимумами этого процесса связано формирование комплекса амфиболитов, комплекса перидотитов-габбро-ортоамфиболитов и комплекса метапорфиритов – гранатовых габбро, а с максимумами – комплекса ультрабазитов и

комплекса лерцолитов-габбро-норитов. Возрастные соотношения эти комплексов позволяют говорить о снижении теплового режима процесса во времени. Формирование рассмотренных комплексов, очевидно, происходит в широком диапазоне давлений (от 0 до 7–8 кбар), что, исходя из сонахождения их в современном эрозионном срезе, указывает на длительное погружение беломорской зоны от уровня дневной поверхности (комплекс амфиболитов) до глубин порядка 18–25 км (комплекс лерцолитов-габбро-норитов). Данные по последнему комплексу позволяют говорить о неравномерности этого погружения в пределах зоны. Развитие друзитовых структур в породах комплекса лерцолитов-габбро-норитов и метапорфиритов-гранатовых габбро свидетельствует о длительном сохранении здесь обстановки повышенного давления. Очевидно, погружение беломорской зоны сопровождалось увеличением мощности земной коры. Косвенно это подтверждается увеличением степени дифференциации магматического вещества во времени от амфиболитов к комплексу лерцолитов-габбро-норитов, а также повышением титанистости поздних образований, с которой, по данным Куно (Kuno, 1959), коррелируется глубина зарождения магмы.

Судя по распространению пород, наиболее длительными эпизодами эволюции основного-ультраосновного магматизма региона было образование комплекса амфиболитов и комплекса лерцолитов-габбро-норитов. С учетом парагенетической связи с комплексом амфиболитов комплекс ультрабазитов можно рассматривать как тугоплавкий остаток мантийного вещества, возникший после выплавления базальтоидов. Сопоставление комплекса лерцолитов-габбро-норитов и комплекса метапорфиритов-гранатовых габбро позволяет говорить о затухании основного-ультраосновного магматизма во времени, что выражается как в сокращении объема магматических продуктов, так и в падении температуры генерирования расплавов и проявляется на фоне общего увеличения мощности земной коры.

По набору формационных типов и смене их во времени основной-ультраосновной магматизм Западного Беломорья имеет значительное сходство с магматизмом карелид. Это явление может отражать как общие закономерности эволюции разновозрастных магматических очагов, так и существенную роль протерозойского магматизма в зоне беломорид, что и предполагается в данной работе. Проблема-тичность этого положения требует дальнейшего изучения вопросов корреляции магматических образований карельской и беломорской зон.

В практическом отношении представляют интерес как объекты для поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды комплекс лерцолитов-габбро-норитов, с интрузиями которого связаны конкретные рудопроявления (Степанов, 1971), и комплекс ультрабазитов. Проявления Ti-V минерализации возможны в связи с комплексами метапорфиритов – гранатовых габбро и перидотитов-габбро-ортоам-

фиболитов. Последний из них представляется более перспективным вследствие значительного размера интрузивов и существования потенциальной возможности выявления новых интрузивов подобного типа среди амфиболитовых полей Западного Беломорья. Некоторый интерес представляет повышенный геохимический фон Sr в комплексе лерцолитов-габбро-норитов.

СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Базит-ультрабазитовые формации Пана-Куолаярвинского синклинория

Проведенное в последние годы авторами, а также СЗТГУ (А.Д.Дайн) изучение структуры Пана-Куолаярвинского синклинория и развитых в его пределах базит-ультрабазитовых интрузий позволило пересмотреть существующие представления о специфике базит-ультрабазитового магмопроявления. В соответствии с новыми материалами авторов (Куликов и др., 1974) в синклинории установлено два периода ультрабазитового магмопроявления: нижнепротерозойский (гипербазитовая формация) и среднепротерозойский (габбро-перидотитовая формация).

Гипербазитовая формация. В пределах исследованной площади интрузивы гипербазитовой формации протягиваются прерывистой полосой от оз. Ниваярви на севере до оз. Сокол-озеро на юге. Массивы залегают среди амфиболитов, сланцев и гнейсов архея и нижнего протерозоя (рис. 4, см. вкладку). В подавляющем большинстве случаев это крупные (1-5 км²) тела, форма которых в плане варьирует от изометрической (рис. 5, У1, см. вкладку) до силлоподобной (рис. 5, VII). Для массивов изометрических очертаний характерна неровная линия внешнего контура с многочисленными апофизами и ответвлениями.

Интрузии, как правило, залегают согласно с вмещающими породами. Однако это согласное залегание носит вторичный характер. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что гнейсовидность вмещающих пород имеет облекающий характер и приспособляется к форме контактов гипербазитовых тел, сами гипербазиты при этом будинируются (рис. 5, I, У). Контакты массивов обычно сорванные, тектонические и сопровождаются зонами рассланцевания, сложенными биотитовым сланцем (рис. 5, I, II, У, VIII). В случаях, когда удается наблюдать ненарушенный контакт, он срезает гнейсовидность вмещающих пород. Особенно часто это наблюдается у апофиз гипербазитовых тел, которые срезают гнейсовидность почти под прямым углом (рис. 5, II, III, IV). Первично секущий характер гипербазитовых массивов подтверждается и тем, что многие из них переходят по простиранию из одних пород в другие, срезая границы слоев разного литологического состава.

Описанные взаимоотношения гипербазитов с породами рамы позволяют рассматривать их как доскладчатые или раннескладчатые по отношению к протерозойским карельским движениям. Этот вывод находит подтверждение в том, что тела гипербазитов прорываются жилами пегматоидных плагиомикроклиновых гранитов, относимых к верхам нижнего протерозоя (Кратц, Шуркин, 1960; Лобач-Жученко и др., 1972).

Устанавливаемое в Северной Карелии тектоническое положение интрузий гипербазитовой формации аналогично всем прочим областям ее развития в восточной части Балтийского щита (Богачев и др., 1969; Кочнев-Первухов, 1971; Зак и др., 1972; Виноградов, 1970 и т.д.).

Интрузии гипербазитовой формации Северо-Карельской зоны обладают однородным строением и практически недифференцированы. Наиболее распространенным петрографическим типом пород являются оливиниты и пироксеновые оливиниты. Гирцбургиты играют подчиненную роль, образуя полосовидные обособления в оливинитах, реже каймы вдоль контактов тел.

Оливиниты обладают панидиоморфнозернистой структурой с редкими интерстициальными зернами магнетита, иногда хромита. Оливин соответствует форстериту с незначительной примесью фаялитовой составляющей (4-6% Fa). Содержит редкие идиоморфные кристаллики магнетита. Химические анализы шести отобранных фракций магнетитов из гипербазитов района горы Ортсас и р.Кайман свидетельствуют о довольно высоком содержании в них хрома и никеля:

Обр.		Cr_2O_3	NiO
111/34		0.09	0.46
"	111/49	19.14	0.48
"	111/59	18.50	0.33
"	109/6	18.20	0.15
"	109/8	14.31	0.19
"	105/6	4.29	не обн.

Отдельные выделения магнетита зональны - центр зерна представляет собой хромитовое ядро, края сложены магнетитом.

Для пироксеновых оливинитов и гирцбургитов характерны пойкилитовые и гипидиоморфнозернистые структуры, в последних ортопироксен занимает интерстиции между крупными зернами оливина. Железистость обоих минералов близкая: для оливина 6-8% Fa , для ортопироксена 7-10% Fs .

Устанавливается следующий порядок выделения минералов: хромит + магнетит → оливин → ортопироксен. Видимо, именно раннее фракционирование железа обуславливает необычно магнезиальный

состав оливина, в процессе образования которого остаточный расплав обогащается кремнекислотой, приводя в свою очередь к кристаллизации в заключительной стадии процесса ортопироксена.

Изменения гипербазитов длительны и многостадийны. Выделены следующие стадии: антофиллитизация, высокотемпературное отапливание, серпентинизация, аллометаморфические амфиболитизация и хлоритизация, низкотемпературное отапливание и карбонатизация.

Развитие антофиллита устанавливается обычно в центральных частях наиболее мощных тел изометричной формы. Антофиллитизация сопровождается перекристаллизацией оливина и предшествует образованию раннего серпентина, замещающего антофиллит наравне с оливином. Интенсивность процесса антофиллитизации невелика, в наиболее сильно измененных породах содержание антофиллита не поднимается выше 6–7%. Тем не менее обнаружение этого минерала и определение его места в ряду вторичных минералов имеет большое значение, позволяя определить $P-T$ условия начального этапа изменения гипербазитов. Согласно выводам А.А.Маракушева (1973), антофиллит устойчив при температуре выше 650° и давлении ниже 6 кбар. При более высоком давлении антофиллит замещается смесью энстатита и талька.

Стадия высокотемпературного отапливания следует непосредственно за антофиллитизацией гипербазитов. Образование этой стадии также тяготеет к центральным частям массивов, интенсивность процесса низкая. Отапливаемые породы состоят из крупнозернистой смеси талька и оливина. Карбонат в этой ассоциации не встречен.

Ведущим процессом изменения гипербазитов является серпентинизация. Выделяются два морфологических типа серпентина – пестельчатые поперечно-волокнистые жилки и агрегаты пластинчатых зерен, заполняющих пространство между первыми. Обе разновидности серпентинов относятся к лизардит-хризотилловому типу серпентина с незначительной примесью брусита.

Существенное влияние на состав пород оказали аллометаморфические процессы массовых изменений. К ним относятся прежде всего хлоритизация и актинолитизация гипербазитов. Эти процессы проявлены в краевых частях наиболее крупных массивов и захватывают целиком массивы более мелкие (до 100 м). Внутренние части массивов сложены серпентинитами или более свежими породами, с приближением к контактам в них появляется сначала хлорит, затем амфибол, в непосредственной близости от контакта породы сложены только амфиболом.

Процессы изменения завершаются развитием тальк-карбонатной ассоциации, обнаруживающей более позднее развитие по отношению к серпентину, хлориту и амфиболу. Нередко тальк с карбонатом образуют жилы во всех вышеуказанных породах.

Механизм образования подобной зональности подробно рассмотрен в работе С.И.Зака и др. (1972) на примере гипербазитовой фор

мации Кольского полуострова. Вывод о том, что ее формирование следует рассматривать как процесс сопряженного образования основных вторичных минералов – хлорита и тремолита, появление которых определяется соотношением в растворе концентрации главных компонент – Si, Mg, Al, Ca, видимо, приложим и к нашему случаю.

Для двух в различной степени метаморфизованных массивов гипербазитов (гора Ортсас и р.Поро-Юкол) было произведено определение концентраций D и 180 в хлоритовых и серпентиновых водах. Методическая сторона работы изложена нами ранее (Бугров и др., 1974, 1975). Установлено, что от ранних к поздним стадиям метаморфических преобразований концентрация тяжелых изотопов возрастает и достигает максимума в эндоконтактных хлорит-тремолитовых породах. Лизардит-хризотилитовые серпентиниты характеризуются следующими концентрациями тяжелых изотопов: δD изменяется от -110 до -125‰, δ^{180} – от -4 до +1‰; приконтактные хлориты ультрабазитов отличаются более высокими содержаниями тяжелых изотопов: δD колеблется от -81 до -83‰, δ^{180} – от +1 до +2.5‰.

Анализ данных химического состава наименее измененных разностей гипербазитов Северо-Карельской структурной зоны позволил прийти к выводу о том, что они являются типичными представителями альпинотипных ультраосновных пород (Малахов, 1969; Велинский и др., 1970), близким аналогом нижнепротерозойской гипербазитовой формации Кольского полуострова (Зак и др., 1972). Несколько повышенные содержания алюминия и кальция объясняются незначительной примесью хлорита и тремолита.

В неизмененных породах единственным рудным минералом является магнетит с небольшой примесью хромита. Содержание Cr_2O_3 в первично-магматическом магнетите достигает 19%, чем и объясняются сравнительно высокие (до 0.90%) содержания его в оливинитах. В метаморфизованных разностях гипербазитов содержания Cr_2O_3 снижаются, видимо, основная часть Cr_2O_3 рассеивается, и лишь незначительное его количество удерживается хлоритом (в хлорите до 0.19% Cr_2O_3) и магнетитом.

Особый интерес представляет поведение никеля. В неизмененных породах никель представлен силикатной формой, содержание которой отчетливо коррелируется с магнием, содержание никеля сульфидного редко поднимается выше 0.02 %. Первичные сульфиды в гипербазитах встречаются крайне редко, что связано с дефицитом серы (содержание серы в породах не превышает 0.02 %), при котором появление сингенетических сульфидов никеля полностью исключалось. Однако в процессе метаморфизма при разрушении решеток первичных силикатов и в условиях незначительного привноса серы никель переходит в сульфидную форму, образуя сульфидную вкрапленность и мелкие гнезда (пентландит + пирротин + миллерит) в измененных

породах краевых зон. Обычно к контакту массива содержание валового никеля несколько понижается, при этом в породах краевых зон резко возрастает содержание никеля сульфидного, который в ряде образцов становится преобладающим.

Габбро-перидотитовая формация. Интрузивные тела габбро и перидотитов залегают среди верхних среднепротерозойских толщ Куолаярвинского синклиория. Они тесно связаны пространственно и, видимо, генетически. Перидотиты прорывают интрузии габброидов и, таким образом, завершают базит-ультрабазитовый магматизм среднего протерозоя.

Особенности габбро-гипербазитовых контактов. В качестве объекта для изучения процессов, протекающих на контактах между габбро и гипербазитами, были выбраны силлоподобные тела северной оконечности оз. Апаярви и р. Тоурсойоки, для которых определенно установлен согласный характер интересующих нас контактов.

На обоих участках массивы основных-ультраосновных пород залегают среди метадиабазов и кремнистых доломитов. Размеры тел не превышают 600 м по простиранию и 50 м по мощности. Ширина зоны контактовых изменений составляет 2,5–5 м.

Ниже дается обобщенное описание изученных контактовых зон. Составы минералов приведены в табл. 1, химические анализы пород – в табл. 2.

Тела гипербазитов сложены однородными метаплагиолерцолитами. Первичные структуры сохранились только в центральной части массивов, большей частью это реликтовая пойкилитовая структура, реже гипидиоморфнозернистая с различными вариантами структуры основной массы серпентинитов – псевдоморфнопластинчатой, метельчато-лучистой, перекрещенной и т.д. Метаморфизм гипербазитов отвечает P - T условиям фации зеленых сланцев. Помимо автометаморфической лизардит-хризотиловой серпентинизации, выделяются стадии аллометаморфической антигоритизации и тремолитизации, последняя сопровождается перекристаллизацией антигорита. Процесс амфиболизации усиливается от центральных к краевым частям массивов и достигает максимума в контактах.

Интрузии габбро состоят из плотных мелкозернистых пород с гипидиобластовой структурой и реликтами габбровой структуры, содержат лейкократовые актинолит-альбитовые прожилки и шпирь, количество которых увеличивается в направлении контакта. В этом же направлении возрастает содержание темноцветных в основной массе габбро. Структура габброида определяется призматическими зернами актинолитовой роговой обманки (40–60 об. %), между которыми заключены ксеноморфные зерна альбита (50–30%) с мелкой сыпью зернышек клиноцоизита (10–30%). Состав альбита постоянен (0–8 % An) по всей мощности тел габбро, а состав амфибола меня-

ется от актинолитовой роговой обманки с $fm = 38-46$ атомн.% в центральной части до актинолита с $fm=30-35$ атомн.% вблизи зоны контакта.

Контактная зона между габбро и гипербазитом резко выделяется ярко-зеленым цветом. Она имеет зональное строение. Границы между зонами резкие.

Первая зона (1) развивается по габбро и имеет мощность 1.5–3.5 м. Сложена клиноцоизит–актинолитовыми породами, состоящими на 70–90% из субпризматических зерен актинолита, в интерстициях которых располагается клиноцоизит с реликтами альбита. Состав актинолита ($fm = 25-30$ атомн. %) идентичен габбро краевой части массива. По сравнению с исходной породой здесь происходит в основном изменение количественных соотношений минералов.

Следующая зона (2) мощностью 0.5–1 м также образовалась по габбро. В ней появляется новый минерал – хлорит, а альбит полностью исчезает, сохраняются лишь редкие (1–2%) реликты клиноцоизита. Железистость актинолита снижается до 20–15 атомн.%, хлорит относится к клинохлору с $fm = 23-32$ атомн.% и $al = 35-39$ атомн.%. Количественные отношения между актинолитом и хлоритом меняются в широких пределах, обычно преобладает актинолит, но отмечены случаи обратных соотношений, когда содержание актинолита составляет менее 20%.

Третья зона (01) мощностью 0.3–0.5 м развивается уже по гипербазиту. Она выделяется сероватой пятнистой окраской, вдоль границы с зоной 2, как правило, отмечается интенсивное расслаивание. Как и зона 2, сложена хлоритом и актинолитом, но без клиноцоизита и с реликтами серпентина; в отдельных случаях наблюдаются теневые пойкилитовые структуры. Хлорит в этой зоне относится к клинохлору с $fm = 15-20$ атомн.% и $al = 25-31$ атомн.%, а амфибол – к тремолиту с $fm = 5-10$ атомн.%. Содержание хлорита колеблется в пределах 20–30%. Переход от хлорит–тремолитовых пород зоны 01 к чистым серпентинитам (00) постепенный, через зеленоватые амфиболизированные серпентиниты с порфиробластами тремолита.

Основной чертой рассмотренной здесь зональности является смена от зоны к зоне одного из сосуществующих минералов постоянного состава, в то время как два остальных минерала, представляющих собой фазы переменного состава, меняют его на фронте замещения (рис. 6,а). Эти особенности контактовых образований удастся объяснить только в том случае, если считать их биметасоматической колонкой (Коржинский, 1952), процесс образования которой заключается во встречной миграции магния из гипербазитов в габброиды, а кремния, алюминия и кальция – из габброидов в ультраосновные породы. Железо практически перемещения не испытывает.

Таблица 1

Минеральный состав контактовых зон габбро-гипербазит (обн.217, K=19, K=12 и габбро-доломит (обн.217-218)

Номер зон	Порода	Минерал	Северное Апарви, обн.217		Туоросйоки, обн. K-19		Гора Осминпало, обн. K-12		Обн. 218, состав минералов
			состав минералов	содержание минерала, об. %	состав минералов	содержание минерала, об. %	состав минералов	содержание минерала, об. %	
0	Габбро	Альбит Клиноцоизит Актинолитовая роговая обманка	0-8% An	До 50 10-15	2-8% An	40 15	0-6% An	30 30	см. обн.217
1	Клиноцоизит-актинолитовая	Актинолит	fm=25-28	40-60	fm=38-44	45	fm=40	40	Зона отсутствия
		Клиноцоизит Альбит	0-3% An	70-90	fm=27-30	55	fm=30	70	
2	Хлорит-актинолитовая	Актинолит	fm=15	5-25	2-5% An	35	0-2% An	25	fm=23 fm=35, al=35
		Хлорит Клиноцоизит	fm=23-25, al=35	<5	fm=20 fm=25, al=35	70-90 30-10 <1	fm=20 fm=32, al=39	91 5 <1	
01	Хлорит-тремолитовая	Тремолит Клинохлор	fm=6 fm=15-17 al=31	70-80 20-25	fm=10 fm=15-18 al=30	65 35	fm=10 fm=20 al=25	75 20	Зона отсутствия
		Антигорит		1-5		1-2		1-3	
00	Серпентинит тремолитизированный	Тремолит Антигорит	fm=0	5-30 95-70	fm=0	15 85	fm=0	30-25 70-75	То же
000	Доломит	Тремолит Хлорит Карбонат		Зона	отсутствует				Не определен

Примечание. Составы минералов приведены по оптическим реликты пойкилитовой структуры.

данным; в зонах 1 и 2 - реликты габбровой структуры; в зоне 01 -

Таблица 2

Химический состав исходных и реализованных пород контактовых зон

габбро-гипербазит и габбро-доломит

Компо- ненты	Обн.217					Обн.К=18					Обн.К=12					Обн.К=218		
	0	1	2	01	00	0	1	2	01	00	0	1	2	01	00	2	000	
SiO ₂	51.20	50.40	49.20	45.40	42.30	49.07	47.75	45.50	42.5	41.5	53.5	53.5	46.5	45.66	44.0	53.0	41.0	
TiO ₂	0.14	0.50	0.42	0.42	0.36	1.05	0.56	0.56	0.50	0.35	1.00	0.47	0.50	0.27	0.50	0.60	0.20	
Al ₂ O ₃	14.60	12.40	8.50	7.10	6.00	14.43	10.55	7.20	7.0	4.0	11.5	8.7	7.5	5.43	5.0	8.0	4.8	
Fe ₂ O ₃	3.02	2.17	1.00	2.33	2.86	11.90	11.05	15.45	13.8	14.5	12.0	9.8	12.0	11.26	12.6	11.10	6.1	
FeO	7.42	8.12	9.24	7.24	8.96													
MgO	7.34	10.30	18.91	24.89	28.05	6.37	13.50	15.55	22.0	25.0	4.3	12.3	18.0	22.66	25.0	11.5	22.8	
CaO	12.48	12.19	8.93	6.52	2.27	11.12	11.90	11.25	7.0	2.6	11.0	12.4	11.0	8.66	4.6	12.2	13.5	
Na ₂ O	2.25	1.62	0.12	0.05	0.06	3.40	1.19	0.31	0.13	0.08	3.23	1.30	0.22	0.11	0.08	1.10	0.36	
K ₂ O	0.18	0.31	0.03	0.06	0.03	0.62	0.10	0.11	0.06	0.06	0.96	0.11	0.11	0.08	0.06	0.58	0.11	
H ₂ O ⁺	1.36	1.60	3.96	5.94	8.26	1.45	2.98	3.54	5.40	8.96	1.04	1.06	3.06	4.72	8.20	1.48	2.44	
CO ₂	0.03	0.13	0.10	0.18	0.03	0.25	0.25	0.13	0.04	3.01	He опр.	0.82	0.20	0.21	0.05	0.49	6.85	
Сумма	100.48	99.68	100.10	99.80	98.78	99.66	99.83	99.60	99.43	100.06	98.53	100.46	99.09	99.06	100.09	100.05	98.26	

Примечание. Названия пород см. в табл. 1. Анализы выполнены в ЦН

Соответствие минерального состава рассматриваемых пород их химическому составу отчетливо видно на рис. 6. На треугольник $MgO-SiO_2-1/2Al_2O_3$ нанесены минералы исходных и реакционных пород; совместно встречающиеся минералы соединены коннодами. Здесь же нанесены химические анализы пород каждой зоны. Каждая точка диаграммы дает, с одной стороны, химический состав в виде отношения $Mg:Si:Al$, с другой – минеральный состав породы. Однозначное соответствие между ними указывает на вполне подвижное поведение всех остальных компонентов, входящих в состав минералов (H_2O , K_2O , Na_2O , FeO и Fe_2O_3). Следовательно, равновесное сосуществование всех последовательных ассоциаций породообразующих минералов определяется соотношением магния, кремния и алюминия, которые можно считать виртуальными инертными компонентами системы, остальные параметры (T , P , μ_{H_2O} , μ_K , μ_{Na} , μ_{Fe}) заданы извне и могут считаться постоянными.

Диффузионный характер рассматриваемой зональности отчетливо виден уже из расположения парагенезисов на треугольной диаграмме (рис.6,а), где определенному составу альбита, клиноцоизита и серпентина соответствует целый ряд составов минералов переменного состава – амфибола и хлорита. Как показал Д.С.Коржин-

ский (1955 и др.), для осуществления диффузии в неподвижных поровых растворах необходимо непрерывное падение величин химических потенциалов диффундирующих компонентов на всем протяжении реакционной зоны. Благодаря диффузии состав раствора меняется непрерывно и постепенно. При этом происходит прерывное изменение минерального и химического состава пород на границах зон.

В нашем случае в сторону габброидов должен падать потенциал магния, в сторону ультраосновных пород – потенциалы кремния и алюминия. Это обстоятельство иллюстрируется диаграммой проекций поверхности химических потенциалов (рис.6,б), которая полностью выводится из диаграммы „состав – парагенезис“ (рис.6,а), построенной в предположении постоянства внешних условий (Коржинский, 1944, 1973). Каждому минералу на диаграмме соответствует определенное поле, биминеральным ассоциациям – линии, трехминеральным парагенезисам – невариантные точки 1–2–3 (рис.6,б).

На диаграмме показано (рис.6,б), что от габбро к гипербазиту потенциал кремния непрерывно падает, а магния – повышается (проекция $\mu_{Si}-\mu_{Mg}$), при этом габброиды замещаются вначале клиноцоизит–актинолитовой, а затем хлорит–актинолитовой породой. Одновременно гипербазиты замещаются хлорит–актинолитовой породой. Такому ходу процесса соответствует линия, отмеченная на

рис.6,а стрелкой. Положение первичного контакта показано крестиком с символом К.

Химический потенциал алюминия по мере десиликации габбро (проекция $\mu_{Si} - \mu_{Al}$) повышается и достигает максимума на границе цоизит-актинолитовой и хлорит-актинолитовой зон (точка 2 на рис.6, б). Далее по направлению к гипербазиту потенциал алюминия понижается. Такой ход процесса, по-видимому, указывает на то, что подвижность алюминия меньше, чем кремния и магния, алюминий не успевает диффундировать вместе с кремнием, накапливается в породе и поэтому потенциал его здесь возрастает. Отражением этого, возможно, является повышение глиноземистости хлорита на контакте клиноцоизит-актинолитовой и хлорит-актинолитовой зон.

Таким образом, характеристики пород, минералов, их химический состав и данные анализа парагенезисов с термодинамических позиций свидетельствуют, что причиной образования актинолитовых, тремолитовых и амфибол-хлоритовых пород на контактах габбро и серпентинитов явился диффузионный биметасоматоз на границе двух неравновесных горных пород в $P-T$ условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Этот вывод подтверждается совершенно аналогичными явлениями биметасоматоза на контактах ультраосновных пород с габбро-диабазами и эффузивными диабазами. Различие метасоматических колонок заключается лишь в том, что зона 2 со стороны эффузива представлена существенно хлоритовой породой (95% хлорита), а зона 01 со стороны гипербазита — мономинеральным актинолитом. Этому случаю на диаграмме проекций химических потенциалов соответствует точечная линия, показывающая изменение потенциалов компонентов в растворе.

Диффузионная природа рассмотренных контактовых образований и возникновение их вследствие диффузии на границе химически неравновесных пород подчеркивается также тем, что подобная же колонка возникает на контактах габбро с кремнистыми доломитами (табл.1 и 2). В последних появляется клинохлор с $fm=15-20$ атомн.% в количестве до 30%. Габброид в непосредственном контакте превращается в существенно актинолитовую породу с хлоритом и реликтовым клиноцоизитом. Актинолит, как и в описанном выше контакте, более магнезиален, чем в центральной части массива габбро ($fm=23$ атомн.%). Хлорит относится к железистым клинохлорам с $fm=35$ атомн.% и $al=35$ атомн.%. На расстоянии 30-40 см от контакта в апогаббровой клиноцоизит-хлорит-актинолитовой породе появляется альбит и исчезает хлорит.

Вероятно, локальные проявления между породами разного состава диффузионного метасоматоза при общем изохимическом региональном метаморфизме закономерны в условиях высокого химического потенциала воды. Такие условия, несомненно, имеются при метаморфизме зеленосланцевой фации.

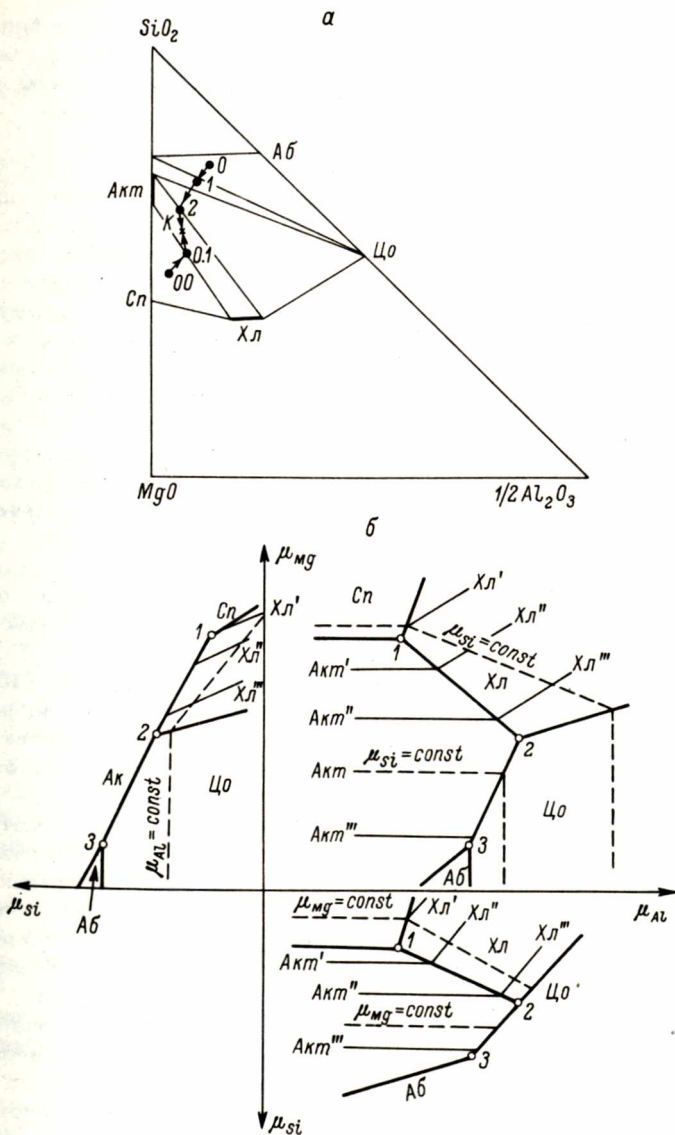


Рис.6. Диаграмма состав-парагенезис SiO_2 - MgO - $1/2\text{Al}_2\text{O}_3$ (а) и проекции поверхности химических потенциалов μ_{Si} - μ_{Mg} - μ_{Al} (б).
 Акт - актинолит, Аб - альбит, Цо - цоизит, Хл - хлорит, Сп - клинопироксен.

Таким образом, массивы габбро и ультраосновных пород являются самостоятельными, генетически связанными с близкими по возрасту внедрениями и их последовательность (габбро гипербазиты) отражает антидромную направленность интрузивной деятельности.

Петрология и металлогения ультрабазитов. Интрузивы ультрабазитов имеют силлоподобную форму, протяженность их 400–2000 м при мощности 15–150 м. Залегание с вмещающими породами преимущественно согласное, секущие тела встречаются редко (рис. 7, см. вкладку). Тела в краевой части синклиория являются преимущественно согласными с рассланцеванием приконтактных частей, а массивы среди слабодислоцированных вулканитов центральной части структуры обнаруживают пластово-секущий характер без рассланцевания у контактов.

Первично-магматический состав отдельных интрузий, если судить по структурно-минералогическим реликтам, варьирует от гарцбургитов до верлитов и лерцолитов с пойкилитовыми структурами. Преобладают однородные недифференцированные массивы. В редких случаях отмечается анизотропия строения, появляющаяся в обогащении оливином приподожвенных частей массивов, а пироксеном и плагиоклазом их кровли.

Первичные минералы представлены оливином (16% Fa) магнезиальным гиперстеном, клинопироксеном и лабрадором количество которого в отдельных интрузивах достигает 25%. Акцессорные минералы: магнетит, очень редко хромит и пирротин с вростками пентландита.

Все массивы зональны. Зональность носит метаморфический характер и не является следствием первичной неоднородности массивов. Во всех случаях в телах гипербазитов обнаруживаются две основные зоны: приконтактная актинолитовая и внутренняя серпентинитовая. Кроме того, в наиболее мощных телах (гора Какойва) в центральных частях сохраняются свежие породы – перидотиты. В массивах, мощность которых не превышает 10 м, серпентинитовая зона отсутствует; тела целиком состоят из актинолититов. Реликтовые пойкилитовые структуры наблюдаются во всех зонах вплоть до мономинеральных актинолититов.

В развитии процессов изменений гипербазитов выделено три главных стадии: серпентинизация, актинолитизация и хлоритизация, оталькование и карбонатизация.

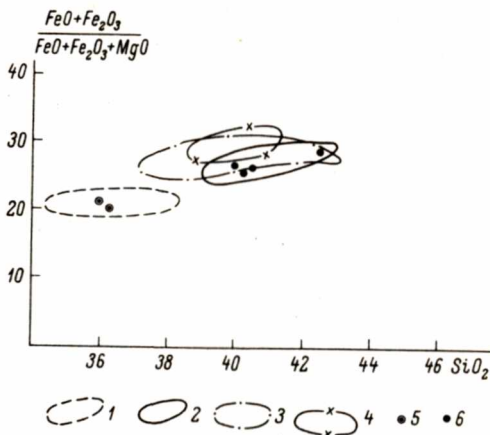
Серпентинизация проявлена в виде редких петельчатых жилок в центральных частях оливиновых зерен и в виде массового замещения серпентином как оливина, так и пироксенов. Все серпентиниты

Рис. 8. Диаграмма

$$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$$

для некоторых формаций ультраосновных пород Северной Карелии.

- 1 - гипербазитовая формация Северной Карелии; 2 - габбро-перидотитовая формация Северной Карелии;
- 3 - габбро-перидотитовая формация Ветреного Пояса;
- 4 - габбро-перидотитовая формация Онежской мульды;
- 5 - средние составы отдельных массивов гипербазитовой формации; 6 - то же, для габбро-перидотитовой формации Северной Карелии.



представлены антигоритом. Одновременно или чуть позже образования антигорита происходит хлоритизация плагиоклаза и ортопироксена, замещение клинопироксена актинолитом и развитие каемок тремолита по границам хлорита и серпентиновых псевдоморфоз. Процесс антигоритизации и образование актинолита сопровождается выделением магнетита. С более поздней стадией связано образование актинолититов с примесью хлорита в краевых частях гипербазитовых массивов.

Оталькование и карбонатизация проявлены наиболее интенсивно в интрузивах среди толщ, насыщенных карбонатными породами. По времени проявления это наиболее поздний процесс - тальк-карбонатные массы замещают антигоритовые серпентиниты, образуют прожилки в них и актинолититах краевых частей. С процессом оталькования связана избирательная перекристаллизация магнетита.

В целом процесс изменения гипербазитов соответствует метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев. Концентрации D и ^{18}O , так же как и в случае с интрузиями гипербазитовой формации, увеличиваются в водных силикатах от ранних (антигоритовые серпентиниты с δD от 70 до 80‰, $\delta^{18}\text{O}$ от -2 до -11‰) к поздним (эндоконтактные хлориты с $\delta\text{D} = -59$ ‰, $\delta^{18}\text{O}$ от +1 до -2‰) стадиям метаморфического преобразования ультрабазитов. Принципиальным отличием однако является резкое увеличение концентраций тяжелых изотопов в среднепротерозойских гипербазитах по сравнению с более древними ультраосновными породами.

По вещественному составу наиболее свежие разновидности ультраосновных пород Куолаярви близки к породам габбро-перидо-

титового комплекса Балтийского щита и заметно отличаются от пород гипербазитовой формации нижнего протерозоя (рис. 8). Отчетливо проявлена прямая связь между содержаниями магния и силикатного никеля и хрома. Последний в отличие от ультраосновных пород гипербазитового типа не имеет в массивах Куоляярвинского синклинория собственного соединения и почти отсутствует в магнетите, входя, видимо, в силикатные фазы.

Ультраосновным породам Куоляярви присущи небольшие содержания сульфидов никеля и меди. Практического интереса эта минерализация не представляет.

В отличие от массивов гипербазитовой формационного типа в ультраосновных телах среднего протерозоя выделяется два типа сульфидного оруденения — сингенетическое и эпигенетическое.

Сингенетическая вкрапленность развита в придонной части силлов, количество сульфидов увеличивается сверху вниз. Она приурочена к наименее измененным серпентинитам, обладает сидеронитовой структурой, никогда не замещает метаморфических силикатов и, напротив, подвергается замещению хлоритом и серпентином. Для первично-магматической вкрапленности характерны троилит и широкое развитие структур распада твердых растворов — пентландит-пирротин, пентландит-макинавит, халькопирит-кубанит.

Эпигенетическое оруденение различается только в сильно актинолитизированных и оталькованных разновидностях гипербазитов, т.е. в породах краевых частей массивов. Эпигенетическая вкрапленность обладает структурой метасоматического замещения, развивается по метаморфическим силикатам, для нее характерно отсутствие структур распада твердых растворов и отсутствие троилита. Выделяется три стадии эпигенетического рудообразования: 1) парагенезис пентландит + гексагональный пирротин, образующийся одновременно с интенсивной актинолитизацией породы; 2) парагенезис полидимит + миллерит, развивающийся по более раннему пентландиту, одновременно гексагональный пирротин замещается моноклинным, образование парагенезиса связано с процессом оталькования ультраосновных пород; 3) парагенезис виоларит-пирит, развивающийся по пирротину и пентландиту ранних стадий, проявление сульфидов в этой стадии ограничено позднейшими зонами расщепления в гипербазитах.

Смена сульфидных парагенезисов отражает постепенно возрастающую роль серы от ранних к поздним стадиям процесса изменений гипербазитов. Причиной является снижение температуры процесса (актинолит-талк-карбонат), что приводит к диссоциации сероводорода и увеличивает активность иона серы (Годлевский, 1973).

Одной из главнейших особенностей сульфидной минерализации гипербазитов района является почти двукратное увеличение содер-

жания пентландита в эпигенетической вкрапленности по сравнению с сингенетической. Анализ содержаний в породах различных форм никеля показал: 1) содержание силикатного никеля коррелируется с содержанием магния; 2) содержание валового никеля примерно постоянно по всему разрезу каждого массива; 3) в серпентинитах без сингенетического оруденения в составе валового никеля резко преобладает силикатная форма; 4) в измененных разностях серпентинитов по направлению к контактам массивов постепенно возрастает доля сульфидного никеля и снижается силикатного. Эти особенности изменения содержаний различных форм никеля в породах могут быть удовлетворительно объяснены только переходом в процессе метаморфизма части силикатного никеля в сульфидную форму.

В этом отношении формирование эпигенетической сульфидной минерализации в ультраосновных породах Куолаярви ничем не отличается от такового среди ультраосновных пород гипербазитовой формации с той лишь разницей, что содержание сульфидов в нижепротерозойских породах еще ниже, чем в интрузиях среднего протерозоя. В то же время образование эпигенетических концентраций никеля аналогично в генетическом отношении всем прочим районам Балтийского щита — Аллареченского (Кочнев-Первухов, 1971; Зак и др., 1972), Печенгского (Вишневская, Михайлова, 1971), Ветреного Пояса (Слюсарев, 1971), Хаутаваары (устное сообщение М.Н.Годлевского и Е.С.Баташева), в которых рудообразование протекает на фоне регионального метаморфизма.

Перидотит-габбро-норитовый массив луккулайсваара

Массив Луккулайсваара принадлежит к группе Олангских дифференцированных интрузий основного-ультраосновного состава. Общая геолого-структурная позиция Олангских массивов достаточно хорошо известна из работ А.И.Богачева, З.А.Бурцевой, М.М.Лаврова, К.А.Шуркина и других исследователей.

Внедрение интрузий контролировалось положением глубинных разломов, разграничивающих Северо-Карельскую синклинальную зону и Пяозерско-Тикшезерское поднятие. Все интрузии залегают в глубокометаморфизованных образованиях фундамента. Лишь массив Луккулайсваара занимает межформационное положение и приурочен к границе архейского основания с базальными горизонтами перекрывающих вулканогенных образований нижнего протерозоя.

Тектоническая позиция, особенности морфологии и внутреннего строения свидетельствуют о формировании массива в субплатформенной тектонической обстановке и позволяют относить его к позднескладчатому комплексу расслоенных интрузий.

Морфология и внутреннее строение массива. Массив Луккулайсваара расположен на северо-восточном берегу оз. Ципринга, имеет в плане овальную форму и вытянут в широтном направлении (рис. 9). По простирацию он прослежен более чем на 9 км при ширине в центральной части около 6.5 км.

Массив залегает среди архейских образований, представленных биотитовыми гранито-гнейсами, чередующимися с подчиненными им в количественном отношении биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами, пара- и ортоамфиболитами. На северо-западном фланге интрузия контактирует с эффузивно-сланцевой толщей нижнего протерозоя. В редких обнажениях здесь встречены массивные аподиабазовые амфиболиты, тонкополосчатые биотит-актинолитовые, биотитовые и актинолитовые сланцы, метаплагиопорфиры.

На некотором удалении от границы с массивом эффузивно-сланцевая толща имеет субширотное залегание и крутое ($75-80^{\circ}$) южное падение, а по мере приближения к контакту с интрузией во вмещающих породах отмечается складчатость. В приконтактной зоне с массивом мощностью от 100 до 450 м постоянно отмечается крутое ($65-70^{\circ}$) падение слоев к северу, соответствующее общему залеганию Луккулайсваарского массива. В непосредственной близости к контакту во вмещающих породах отмечается наложенное рассланцевание с крутым северным падением плоскостей сланцеватости. С другой стороны, в измененных лейкократовых габбро-норитах приконтактной зоны массива постоянно отмечаются локально проявленные субширотные с крутым ($70-75^{\circ}$) падением к югу зоны рассланцевания, сопровождающиеся хлоритизацией и сосюритизацией интрузивных пород. Залегание этих зон соответствует региональной ориентировке вмещающих нижнепротерозойских отложений.

Указанные особенности могут иметь следующее объяснение.

1. Массив был сформирован в период, когда процессы складчатости, захватившие нижнепротерозойские отложения, были завершены.
2. Внедрение интрузии сопровождалось деформацией пород рамы с образованием приконтактной складчатости. Преобладающая ориентировка основных элементов складок указывает на то, что северный контакт интрузии имеет крутое северное падение.
3. Позднейшие тектонические напряжения, с которыми связано образование в регионе серии межслоевых зон рассланцевания, ориентированных параллельно общему залеганию пород рамы, привели к формированию в северной области массива системы зон рассланцевания, направление которых наследовало региональный план деформаций, обусловленный залеганием вмещающих нижнепротерозойских отложений.

В юго-западной части интрузия срезана субвертикальным тектоническим нарушением, имеющим северо-западное простираие (аз. $290-300^{\circ}$), и граничит с архейскими гранитами и гранито-гнейсами.

Северо-восточный, восточный и южный фланги массива находятся под мощным чехлом четвертичных отложений. О строении и составе пород этих частей интрузии можно судить лишь на основании материалов наземной магнитометрии и редких поисково-разведочных скважин.

Корреляция значений магнитного поля с породами определенного состава, установленными бурением, позволила довольно уверенно оконтурить в массиве границы распространения гипербазитов слоистой серии, сложенной оливиновыми пироксенитами и плагиопироксенитами, и пород краевой интрузии, представленной очень мелкозернистыми габбро-норитами с зонами закала в лежащем боку массива. Как показано на карте (рис. 9, см. вкладку), они слагают непрерывные горизонты вдоль всей южной (лежащей) зоны массива.

В западном направлении гипербазитовый горизонт уходит под оз. Ципринга и еще далее к западу, очевидно, срезается разломом северо-западного простирания, разграничивающим массив с архейскими гранито-гнейсами.

Слоистая серия выше по разрезу сменяется неоднороднозернистыми габбро-норитами, характеризующимися локально изменчивыми структурами (офитовой, габбровой, призматическизернистой). Эти породы широко распространены в нижней части Луккулайсваарской возвышенности вдоль северного берега оз. Ципринга.

Центральная часть массива хорошо обнажена и основные элементы внутреннего строения здесь устанавливаются достаточно надежно. Она сложена мезо- и лейкократовыми габбро-норитами, пироксеновыми лабрадоритами. Породы здесь обычно слабо изменены, в то время как в северной части массива вторичные изменения проявлены более интенсивно. В габброидах довольно часто отмечается трахитоидность, преобладающее направление которой параллельно залеганию интрузива.

Основными элементами внутренней структуры массива являются многочисленные ксенолиты, широко распространенные в ее центральной части. Размеры ксенолитов самые разнообразные. Наиболее крупные из них представляют собой плитообразные и линзовидные тела, достигающие размеров 1,5 x 0,3 x 0,8 км. Широко распространены ксенолиты линзовидной формы размером в сечении 50-100 x 5-15 м. Однако наиболее часто в интрузивных породах массива отмечаются мелкие ксенолиты, измеряемые несколькими метрами.

По минеральному составу, структуре и внешним признакам выделяются три группы ксенолитов:

- 1) светло-серые и буровато-серые мелкозернистые порфировидные двупироксеново-плагиоклазовые породы, обладающие структурой офитовых микрогаббро-норитов и слагающие крупные линзовидные и плитообразные тела;

- 2) темно-серые и зеленовато-серые микрозернистые двупироксен-плагиоклазовые породы роговиковой структуры;

3) темные, зеленовато-серые мелкозернистые массивные, часто тонкополосчатые амфибол-пироксен-плаггиоклазовые (иногда с кварцем) породы метадиабазовой структуры и сланцеватой текстуры.

Залегание ксеногенных тел в интрузии строго закономерно. Области их распространения образуют две узкие (150–400 м) субширотные зоны, прослеживающиеся по простиранию массива через всю его центральную часть. Обе зоны имеют крутое ($60\text{--}80^\circ$) падение на север. В пределах каждой из зон крупные ксенолиты залегают согласно с ориентировкой зоны. В большинстве случаев так же ориентированы и более мелкие ксенолиты.

В средней части массива северная и южная зоны распространения ксенолитов постепенно сближаются и сливаются в единую довольно широкую полосу.

Своеобразная морфология крупных ксенолитов, а также субофитовая структура породы, свойственная магматическим образованиям, дали основание некоторым геологам считать тело микрогаббро-норитов горы Луккулайсваара дайкой, секущей интрузию, а оруденение, присутствующее здесь, связывать с поздней интрузивной фазой. Однако наличие ореола перекристаллизации микрогаббро-норитов с образованием роговиковых и порфиробластических структур в зоне контакта с интрузивными породами массива и отсутствие контактового воздействия в окружающих габброидах указывают на то, что микрогаббро-нориты являются ксеногенным телом. Подтверждением этого является и то, что в пределах полосы распространения ксенолитов наблюдаются многочисленные мелкие тела того же состава и структуры, включенные в габброиды, где их ксеногенный характер не вызывает сомнения.

Аналогичными породами, близкими к микрогаббро-норитам по химическому составу и петрографическим особенностям, сложена краевая зона массива. Это дает основание рассматривать ксеногенные тела микрогаббро-норитов как дезинтегрированные блоки пород эндоконтактной зоны интрузии, попавшие в более глубокие ее части в результате обрушения кровли интрузивной камеры в период консолидации массива. Это предположение подтверждается также преимущественно плитообразной формой наиболее крупных ксенолитов и соответствием их мощностей мощности краевой зоны массива.

Позднейшие тектонические процессы, захватившие Луккулайсваарский массив, нашли отражение в образовании отдельных протяженных тектонических зон поперечного и диагонального по отношению к залеганию интрузии направления. По наиболее крупным тектоническим зонам отмечается перемещение отдельных блоков сбросо-сдвигового характера с большими амплитудами, горизонтальные составляющие которых достигают 700 м.

Петрографо-петрохимическая характеристика массива. В сложении массива принимают участие разнообразные ультраосновные и основные породы от пироксе-

новых оливинитов до лейкократовых габбро-норитов и пироксеновых лабрадоритов.

Среди ультраосновных пород наибольшее развитие имеют плагиоклазосодержащие перидотиты, менее распространены безплагиоклазовые перидотиты, оливиновые пироксениты и пироксеновые оливиниты. Очень редки и не образуют самостоятельных сколько-нибудь крупных площадей развития оливиниты и пироксениты. Указанные разности гипербазитов обнаруживают между собой постепенные переходы, обусловленные возрастанием или убыванием количества какого-либо из слагающих их минералов. Постепенные переходы являются причиной некоторой условности при выделении разностей пород по количественным соотношениям главных минералов.

Характер распространения пород в интрузиве и постепенные переходы между ними при направленном изменении минерального состава свидетельствуют о том, что все многообразие пород является результатом эволюции единого базальтового расплава в процессе дифференциации. По мере убывания основности дифференциатов наблюдается хотя и незначительное, но закономерное повышение железистости темноцветных минералов, вызванное процессами фракционной кристаллизации.

На диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 10) фигуративные точки составов пород можно связать вариационной линией, соответствующей единому дифференцированному ряду.

Фракционная кристаллизация приводит к закономерному увеличению относительной железистости дифференциатов. Подсчеты показывают, что коэффициент фракционирования изменяется от 17 в перидотитах южного фланга массива до 34 в пироксеновых лабрадоритах. Увеличение относительной железистости происходит на фоне общего уменьшения количества железа и магния при более резком падении количества магния.

Таким образом, характер изменения химического и минерального состава дифференциатов прямо указывает на то, что эволюция расплава при кристаллизации Олангских интрузий соответствует или очень близка норильской схеме.

Сульфидная минерализация массива. В пределах массива установлено два генетических типа сульфидной минерализации, связанных с различными породами: 1) медно-никелевая сингенетическая вкрапленность в гипербазитах лежащего бока интрузии; 2) медно-никелевая и акцессорная платино-палладиевая минерализация в крупнозернистых жильных габбро-норитах и габбро-пироксенитах.

Бедная сингенетическая вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах изучена лишь в пределах верхней части гипербазитового горизонта. Количество сульфидов в породе не превышает 4%. Вкрапленность имеет интерстиционный характер. Состав вкрапленности и количественные соотношения сульфидов обычны для этого типа

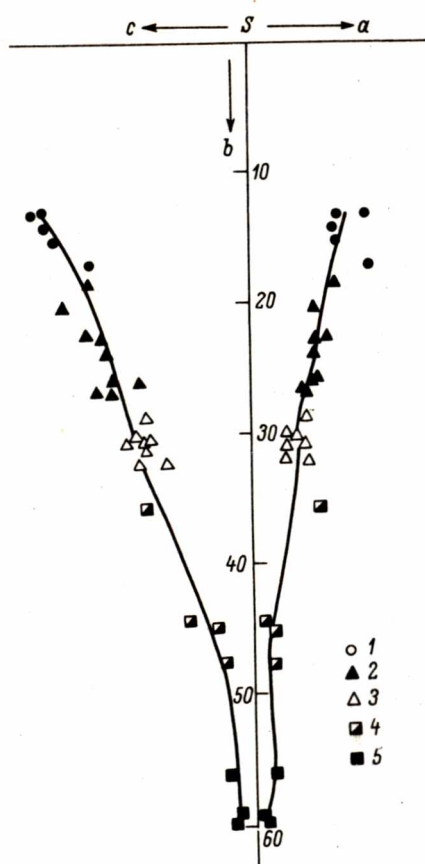


Рис.10. Диаграмма А.Н.Заварицкого для пород массива Луккулайсваара.

1 - пироксеновые лабродориты; 2 - габбро-нориты; 3 - габбро-нориты краевой зоны; 4 - плагиопироксениты; 5 - перидотиты.

оруденения. Пирротин составляет около 65% общего количества сульфидов, пентландит - 25%, халькопирит - около 10%. Пирротин немагнитен и представлен главным образом гексагональной модификацией.

Вмещающие породы и сульфидная вкрапленность часто несут признаки наложенных гидротермальных изменений, выраженные в частичной серпентинизации и баститизации оливина и ортопироксена, замещении сульфидов магнетитом и хлоритом. Замещение магнетитом сульфидных выделений сопровождается появлением ряда новообразований: самородной меди и халькозина в халькопирите и маккинавита в пентландите.

Наиболее интересный тип оруденения установлен в жилах крупнозернистых пегматоидных габбро-норитов и габбро-пироксенитов. Эти жилы приурочены к серии субширотных трещин и сконцентрированы на очень небольшой площади в пределах крупного ксенолита микрогаббро-норитов, не выходя за его границы. Количество сульфидов составляет 15-20% от объема жильных габбро-норитов. Сульфиды образуют в породе ксеноморфную интерстиционную и мелкошлифовую вкрапленность, довольно неравномерно распределенную в жильных габбро. Породы почти не затронуты вторичными изменениями. Лишь в зоне непосредственного контакта сульфидных выделений с силикатами, измеряемой 1-3 мм, отмечается замещение пироксена тремолитом, а плагиоклаза эпидотом и чешуйчатым агрегатом синне-зеленой роговой обманки. В контакте с отдельными крупными скоплениями сульфидов по плагиоклазу образуется близкий к grosсуляру гранат ($N=1.770$). Ассоциация минералов представлена халь-

копиритом (около 70% от массы сульфидов), борнитом (20–25%), миллеритом (около 2%). Кроме этих минералов, спорадически встречаются валлериит, пентландит, сфалерит, пирит, магнетит. Весьма показательным является постоянное присутствие платино-палладиевых минералов: сперрилита, котульскита, мончеита, теларгпалита (?) и не поддающихся точной диагностике фаз, состав которых определен на микроанализаторе MAP-2: $(Pd, Cu, Sn)_5(Fe, S)_2$.

Состав и наблюдаемые взаимоотношения сульфидных минералов и их соотношение с вмещающими пегматоидными габбро-норитами позволяют сделать следующие выводы об условиях их образования.

1. Отложение сульфидов непосредственно связано с кристаллизацией жильных пегматоидных габбро-норитов. На это указывает строгая приуроченность сульфидных выделений к материнской породе, интерстиционная форма их выделений, отсутствие признаков замещения силикатных минералов сульфидами.

2. Сульфиды кристаллизовались из относительно сухого сульфидного расплава. Это подтверждается крайне незначительной мощностью ореола гидратации силикатов вокруг сульфидных скоплений.

3. Парагенезис сульфидных минералов, в котором совершенно отсутствуют или встречаются крайне редко такие наиболее широко распространенные в медно-никелевых рудах минеральные фазы, как пирротин и пентландит, указывает на своеобразные условия рудоотложения, характеризующиеся относительной недосыщенностью рудогенерирующей среды железом.

В отложении сульфидов намечается последовательность. Первым начинает кристаллизоваться халькопирит, к которому несколько позднее присоединяются вначале борнит, а затем миллерит. Заключительный этап кристаллизации, во время которого образовалась мелкая вкрапленность халькопирита, борнита и миллерита, вероятно, соответствовал рудоотложению из раствора, воздействие которого на вмещающие силикатные минералы привело к образованию ореола гидратированных силикатов вокруг сульфидных агрегатов. Такая последовательность отложения минералов указывает на дифференциацию сульфидного расплава в процессе кристаллизации, выражающуюся в неуклонном относительном обеднении его железом и обогащении медью, никелем и водой. Подобное направление эволюции соответствует условиям постепенно снижающихся температур кристаллизации.

Ассоциация халькопирита, борнита и миллерита в сульфидах медно-никелевых месторождений характерна для наиболее поздних, конечных продуктов дифференциации рудоносных растворов. Поэтому возникает вопрос: можно ли ее рассматривать как продукт длительной эволюции исходного рудоносного расплава и принимать в качестве индикатора присутствующего на глубине сульфидного оруденения или же эта своеобразная сульфидная ассоциация сформирована

в ходе единого процесса кристаллизации жильных пегматоидных габбро-норитов?

Однозначно ответить на поставленный вопрос можно только в случае всестороннего анализа вещественного состава сульфидной окрашенности на глубоких горизонтах массива и прослеживания структурных связей двух рассмотренных типов минерализации.

Во вскрытых эрозией срединных и апикальных областях массива новые рудные зоны не найдены. Разведанность гипербазитового горизонта лежащего бока интрузива Луккалайсваара недостаточна для того, чтобы можно было сделать какие-либо определенные выводы о перспективах рудоносности более глубоких горизонтов массива.

ВОСТОЧНО-КАРЕЛЬСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Базитовые и ультрабазитовые комплексы Гайкольской синклинали

Шамбозерский синклинорий (Восточно-Карельская зона), частью которого является Гайкольская синклиналь, ограничен с северо-востока архейскими образованиями Беломорского блока, с юго-запада – гранитоидами Центрально-Карельского поднятия (Кратц, 1963).

В строении Гайкольской структуры принимают участие вулканогенно-осадочные и интрузивные образования нижнего (тунгудско-надвоицкая серия) и среднего протерозоя (сегозерско-онежская серия). Вопросы стратиграфии и геологии района до настоящего времени дискуссионны.

В результате анализа работ предыдущих исследователей (Н.Г.Судовиков, Н.И.Асташенко, В.В.Фиженко, З.А.Бурцева, В.И.Робонен, Т.И.Амозова, В.З.Негруца, А.А.Никольский, Н.В.Карпинская) и собственного фактического материала установлена следующая возрастная последовательность геологических образований района (от древних к молодым).

Архей – нерасчлененные биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы.

Нижний протерозой, тунгудско-надвоицкая серия – микроклинизированные слюдистые кварциты с линзами кварцевых конгломератов, прослоями гранат-слюдисто-кварцевых, биотит-плагиоклазовых сланцев; метавулканиты андезит-базальтового состава с маломощными прослоями биотит-плагиоклазовых сланцев, туфов, туфобрекчий, туфосланцев; туфобрекчий, туфолавы, агломераты с маломощными прослоями метавулканитов основного, среднего и кислого состава; кислые эффузивы и их туфы, постепенно переходящие в

субвулканические тела того же состава; зеленокаменные и полимиктовые конгломераты (с галькой гранитов, метаандезитов, кварцевых порфиров), чередующиеся с прослоями полимиктовых песчаников, туфолав и игнимбритоподобных пород, фациально сменяющихся туфопесчаниками кислого состава с гальками тех же пород (Ожияр-ви). В центральной части структуры – синхронные с конгломератами туфоалевролиты с магнетитом, туфосланцы, песчаники с цоизит-эпидотовым цементом, слюдистые алевролиты. Перечисленные ниже нижнепротерозойские породы отнесены нами к сумийско-сариолийскому комплексу (Соколов и др., 1972).

Средний протерозой – кварцито-песчаники ятулия с прослоями кварцевых конгломератов (в основании иногда кора выветривания карбонатного типа); слабометаморфизованные эффузивные диабазы, мандельштейны с комагматичными интрузиями габбро-диабазов.

Все породы Гайкольской структуры прорваны дифференцированными интрузиями ультраосновного состава.

В результате работ по изучению формационной принадлежности продуктов основного и ультраосновного магматизма района впервые произведено предварительное расчленение магматических пород на конкретные магматические комплексы (в понимании Ю.А.Кузнецова, 1964). Для характеристики петрохимических особенностей комплексов использованы данные около 100 химических анализов.

Выделены следующие магматические комплексы (от древних к молодым): 1) сумийско-сариолийский липарит-дацит-андезит-базальтовый; 2) ятулийский диабазовый; 3) ятулийский диорит-габбро-диабазовый, 4) суйсарский габбро-перидотитовый.

Сумийско-сариолийский липарит-дацит-андезит-базальтовый комплекс. В состав сумийско-сариолийского комплекса входят вулканогенные образования, которые в 1968 г. Т.И.Амозова и др. относили ко второй подсвите тунгудской свиты, к третьей подсвите летнеозерской свиты и частично ко второй подсвите гайкольской свиты (южный берег оз. Кошту-муш). Основанием для объединения послужило сходство их вещественно-минералогического и химического состава, степени метаморфизма, текстурных и петрохимических особенностей, резкое отличие их по всем этим признакам от ятулийских образований.

Породы комплекса на участке оз. Шомбозеро расположены выше толщи слюдистых кварцитов с маломощными линзами кварцевых конгломератов, залегающей на архейских гранито-гнейсах. За верхнюю границу комплекса принимается предьятулийская кора выветривания, непосредственно перекрытая кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами ятулия. Общая мощность комплекса составляет несколько километров.

Как следует из названия комплекса, он представлен метаандезито-базальтами, метаандезитами, дацитами, кварцевыми порфирами, кератофирами и их туфами. Основные породы тяготеют к ни-

зам, кислые – к верхам комплекса. Последние ранее относились к интрузивным. Покровы эффузивных пород неоднократно переслаиваются с туфами, вулканическими брекчиями (лавобрекчии, туфобрекчии и агломераты). Наблюдения над структурно-текстурными особенностями вулканитов позволяют относить покровы к фации текущих лав, а грубообломочные образования – к эксплозивной фации. Последние, широко развитые в верхах комплекса, отражают смену спокойных излияний (низы комплекса) взрывными эксплозиями в заключительную фазу вулканической деятельности сумийско-сарилийского комплекса. Коэффициент эксплозивности в низах составляет первые проценты, в верхах он достигает 16%.

Специфической чертой комплекса в северо-восточной и восточной частях Гайкольской структуры является проявление кислого вулканизма липарит-дацитового состава (субвулканические тела, переходящие в покровы и туфы). Четко устанавливается приуроченность к кислым вулканитам перекрывающей их толщи полимиктовых вулканогенно-галечных конгломератов, полимиктовых песчаников, туфосланцев. Образование перечисленных пород происходило на заключительных этапах формирования сумийско-сарилийского комплекса.

Породы, слагающие комплекс, претерпели метаморфизм в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма. В большинстве случаев они превращены в зеленые сланцы, в которых часто сохранились признаки эффузивных образований: шаровая отдельность, миндалекаменная текстура. На участках интенсивного метаморфизма вулканогенные породы преобразованы в порфиروبластические амфиболиты и порфиروبластические сланцы.

Вулканогенные и осадочные породы комплекса пересекаются жилами кварц-полевошпатового и плагиомикроклинового состава мощностью до 10 м (скв. 10.21). В контакте с гранитоидами эффузивы интенсивно амфиболизируются, биотитизируются. В районе оз. Шомбозеро в кварцитах и кислых вулканитах отмечается развитие вторичного микроклина, а в метаандезито-базальтах обнаружены порфиробласты микроклина, секущие сланцеватость.

Более основные разновидности вулканогенной толщи представлены мелкозернистыми амфиболитами, кварц-плагиоклаз-амфиболовыми, плагиоклаз-амфиболовыми, реже биотит-плагиоклазовыми сланцами, сохранившими признаки первичных текстур и структур вулканогенных и туфогенно-осадочных пород. Структура пород гранонематобластовая, лепидобластовая, реже бластоофитовая и бластовая порфировая. Минералогический состав: альбит (10-60%), актинолит или роговая обманка (10-60%), кварц (10-20%), в подчиненном количестве – хлорит, биотит, эпидот, магнетит, ильменит, редкие зельсонииты на сульфидов. Вкрапленники в порфиритах представлены альбитом, реже олигоклаз-андезином. Миндалины выполнены кварцем, альбитом, эпидотом, хлоритом, карбонатом, реже биотитом. Большей частью андезито-базальты превращены в зеленые сланцы альбит-хлорит.

рит-актинолитового состава с различным содержанием эпидота, биотита, карбоната.

Кварцевые кератофиры (метаморфизованные дациты и липариты) представляют собой мелкозернистые породы серого цвета, сланцеватые, реже массивные. Структура пород порфировая, основной массы бластофельзитовая, участками гранобластовая. Вкрапленники представлены кварцем, чаще альбит-олигоклазом, слабо микролинизированным олигоклаз-андезином. Количество их в породе колеблется от 5 до 30%. Минералогический состав основной массы: кварц до 35%, альбит - 55-70%, серицит + хлорит - 20-40%, в подчиненном количестве - микроклин, эпидот, биотит, карбонат, рудный минерал. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рутил, ортит. В кислых эффузивах иногда отмечаются миндалины кварц-биотитового состава. Туфы и туфосланцы кварцевых кератофиров отличаются от вулканитов того же состава слоистостью, лепидогранобластовой, реже бластопсаммитовой структурой. Состоят они из округлых зерен опаловидного кварца, обломков зерен плагиоклаза и реже микроклина, погруженных в мелкозернистую, иногда с микроклином серицит-хлорит-кварц-плагиоклазовую массу. Породы часто биотитизированы.

В основных породах комплекса содержание окислов колеблется в следующих пределах (в %): SiO_2 - 51.60 - 58.00, MgO - 7.05-7.36%, TiO_2 - 0.58-0.70, Na_2O - 2.97-5.74, K_2O - 0.20-1.62. По содержанию кремнезема они относятся к базальт-андезитам. На петрохимической диаграмме (рис. 11) они занимают вытянутое в субгоризонтальном направлении поле, четко обособленное от всех пород Гайкольской структуры. Увеличение SiO_2 в породе сопровождается незначительным возрастанием величины общей железнистости, что позволяет относить их к известково-щелочной серии. По классификации А.Н.Заварицкого, это породы нормального ряда, насыщенные SiO_2 , умеренно богатые щелочами ($a:c = 2.7-4.3$).

Состав кислых эффузивов меняется от дацитов до липаритов (содержание кремнезема 64.0-76.5%). В этих породах содержание натрия преобладает над калием, редко отношение $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ равно 1. По классификации А.Н.Заварицкого, это породы нормального ряда, пересыщенные SiO_2 ($Q = 25-39$) и богатые щелочами ($a:c = 6.7-17.7$).

Изменение химизма лав от низов комплекса к его заключительным стадиям состоит в понижении их основности, что указывает на гомодромную тенденцию характера дифференциации исходной магмы.

На петрохимической диаграмме (рис. 11) поле фигуративных точек кислых вулканитов значительно отделено от более основных членов этого же комплекса, не имея промежуточных переходов между ними. Это указывает или на недостаток фактического материала, или на геологическую автономность комплекса кислых вулканитов,

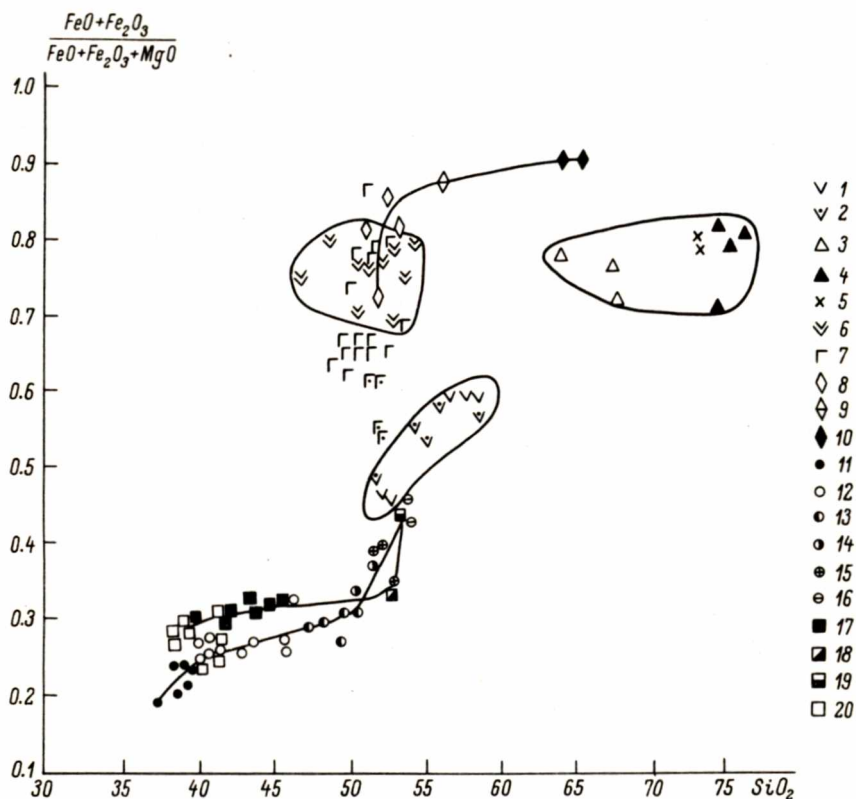


Рис. 11. Диаграмма $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ для пород Гайкольской синклинали.

Сумийский липарит-дацит-андезит-базальтовый вулканогенный комплекс: 1 - метаандезит-базальты, метаандезиты (тунгудская свита, по Т.И.Амозову); 2 - метаандезит-базальты; метаандезиты (летнеозерская свита, по Т.И.Амозову); 3 - метадациты; 4 - металипариты, кварцевые порфиры; 5 - плагиоклазовые граниты. Ятулийский диабазовый вулканогенный комплекс: 6 - эффузивные диабазы, метамандельштейны, метапорфириты. Ятулийский диорит-габбро-диабазовый интрузивный комплекс: 7 - метагаббро, метадиориты, диабазовые порфиры, дифференцированный габбро-гранодиоритовый массив южного берега оз. Гайколя; 8 - метагаббро; 9 - метадиориты; 10 - метагранодиориты. Суйсарский габбро-перидотитовый интрузивный комплекс - массив Гайколя: 11 - метаоливиниты, 12 - метаперидотиты, 13 - оливиновые метапироксениты, 14 - плагиоклазовые метапироксениты, 15 - габбро-нориты, 16 - метагаббро; Коштумушский массив: 17 - апоперидотиты, 18 - серпентиниты, 19 - амфиболиты по плагиоклазовым пироксенитам, 20 - метагаббро, 20 - серпентиниты гипербазитовых массивов, расположенных севернее оз. Гайколя.

Однако присутствие в разрезе сумийской вулканогенной толщи (район Гайколя, Шобы) маломощных покровов андезитов, дацитов и их туфов, возможно, свидетельствует о наличии промежуточных членов дифференциации основной магмы.

Четкое геологическое положение комплекса (залегает на гранито-гнейсах и перекрывается осадками ятулия), особенности его строения, частое чередование покровов эффузивов с образованиями типа агломератов и туфобрекчий и с туфогенно-осадочными породами (скв. 57,21,43,46, южный берег оз. Коштумуш), средний химический состав, соответствующий андезит-базальтам (в отличие от базальтового, характерного для ятулия), присутствие в его разрезе кислых вулканитов и полимиктовых конгломератов позволяют датировать возраст комплекса сумийско-сарилийским (Соколов и др., 1972; Негруца, 1971).

Ятулийский диабазовый вулканогенный комплекс. К ятулийскому диабазовому комплексу нами отнесены вулканогенные образования гайкольской свиты. За нижнюю границу комплекса принимается осадочная толща ятулия, представленная кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами. Верхний возрастной границей следует считать прорывание эффузивных диабазов интрузиями диорит-габбро-диабазового, суйсарского габбро-перидотитового комплекса. Определить объем и мощность комплекса пока не представляется возможным. В его составе выделяются афанитовые диабазы, диабазовые порфиры, мандельштейны, шаровые лавы. Перечисленные разновидности закономерно чередуются в разрезе и слагают покровную толщу. Для диабазов характерно полосовидное обогащение мандельштейнов миндалинами кварца, эпидота, карбоната, хлорита, альбита, сульфидов (халькопирит), столбообразное их скопление, развитие эпидотизации в виде пятен, столбообразных образований. По сравнению с вулканитами сумийского комплекса ятулийские диабазы, несмотря на полную амфиболизацию и альбитизацию, хорошо сохраняют первичные структуры и текстуры. Макроскопически это мелко- и тонкозернистые афанитовые породы темно-серого цвета с массивной, миндалекаменной, реже сланцеватой текстурой, с диабазовой, порфировой интерсертальной, реже нематобластовой структурой. Вкрапленники (не более 10-20%) представлены плагиоклазом, реже амфиболом. Основная масса сложена альбитом, альбит-олигоклазом (20-35%), зеленой роговой обманкой (50-75%), хлоритом, эпидотом, биотитом, кварцем, карбонатом и характерным для них сфеном, лейкоксеном, халькопиритом. Последний образует тонкую рассеянную вкрапленность, налеты, примазки, скопления в трещинах и жилках в ассоциации с кремнисто-слюдястым материалом и подчиненным ему пирротинном, входит в состав миндалин. В диабазах постоянно отмечаются маломощные жилки кварцевого, карбонат-кварцевого и альбитового состава. Химические особенности диабазов ятулия существенно отличаются от андезит-базальтов су-

мийского комплекса меньшим содержанием SiO_2 , MgO , Na_2O , высоким содержанием TiO_2 , FeO , CaO , K_2O .

На петрохимической диаграмме (рис. 11) поле фигуративных точек ятулийских эффузивов четко обособлено от вулканитов сумийско-сариолийского комплекса. По петрохимическим особенностям они близки к толеитовой серии. На фоне незначительного увеличения SiO_2 происходит большой рост общей железности по сравнению с ростом кремнезема. По классификации А.Н.Заварицкого (1960), это породы нормального ряда, насыщенные SiO_2 ($Q = -1.8-6.0$), очень бедные щелочами ($a:c = 1.26-1.4$). В составе данного комплекса отмечаются субвулканические тела диабазовых порфиритов, метагаббро-диабазов. Минералогический, химический состав и петрохимические особенности аналогичны соответствующим эффузивам данного комплекса.

Ятулийский диорит-габбро-диабазовый комплекс. К диорит-габбро-диабазовому интрузивному комплексу относятся тела метагаббро, метагаббро-диабазов, широко развитые среди вулканогенного диабазового комплекса и подстилающих их осадков. Это различные по форме и размеру силлоподобные недифференцированные (скв. 25, 32, 7) и дифференцированные тела (скв. 11, 9) — от плагиоклазита до метагаббро, от метагаббро до метагранодиорита. Все они имеют интрузивные контакты, сходные петрохимические особенности, металлогеническую специализацию. Наибольший размер имеет массив габбро, расположенный на южном берегу оз. Гайколя и пространственно сближенный с телами ультраосновных пород. Он занимает согласное, слабо секущее положение по отношению к вмещающим его вулканогенно-осадочным породам, представлен рядом сближенных пластовых тел, разделенных маломощными пачками туфогенно-осадочных пород. По данным Т.И.Амозовой (1968 г.), тела падают в сторону центральной части массива под углом $60-80^\circ$. Сложены они (снизу вверх) метагаббро, метагаббро-диоритами, метадiorитами. Перечисленные дифференциаты связаны между собой постепенными переходами. Главными минералами в них являются сине-зеленая, иногда уралитовая роговая обманка (50-80%), альбитизированный андезин (20-50%), кварц (0-5-10%). Т.И. Амозова отмечает в амфиболизированных габбро реликты гиперстена и пжонита. В зависимости от состава структура меняется от габбровой до габброофитовой, призматическизернистой, гранофировой. Рудные минералы представлены интенсивно лейкоксенизированными титаномагнетитом, ильменитом, гематитом, пиритом. Плагиоклазы в различной степени сосюритизированы, альбитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы. Биотит замещает как плагиоклаз, так и амфибол.

Характерной особенностью основных пород является высокий коэффициент железности (0.70-0.90), высокие содержания TiO_2 (до 2.95%), FeO (9-13%), значительное преобладание Na_2O над

K_2O . Фигуративные точки основных пород комплекса на петрохимической диаграмме (рис. 11) четко совпадают с полем эффузивов диабазового комплекса и совершенно обособлены от ультраосновных пород. Близкий петрохимический состав габброидов и вмещающих их эффузивов позволяет считать их комагматами.

Суйсарский габбро-перидотитовый комплекс. К суйсарскому габбро-перидотитовому комплексу принадлежат массивы ультраосновных пород участков Гайколя, Коштумуш, Микколя и района в 9 км северо-западнее оз. Гайколя. Все они залегают в единой стратиграфической толще туфогенно-осадочных пород сумийско-сариолийского возраста в контакте вулканогенно-осадочных пород с габброидами ятулийского возраста, а также внутри последних, занимая положение, согласное, слабо секущее с общим структурным планом вмещающих пород. В ряде случаев, как в лежащем, так и в висячем боку устанавливаются интрузивные контакты ультраосновных пород с метагаббро-диоритами и туфосланцами, с зонами закалки, с апофизами, сложенными амфиболизированными пироксенитами. В контакте туфосланцы ороговикованы. Контакты висячего бока полевошпатовых пироксенитов со среднезернистыми метагаббро-диоритами четкие, но не резкие. В контакте пироксениты становятся мелко- и тонкозернистыми и образуют прямолинейные апофизы во вмещающие основные породы.

Массивы указанных участков различны по размеру, степени дифференциации, метаморфизма. Степень дифференциации полнее проявлена в Гайкольском массиве. В остальных она выражена менее четко, а интенсивность метаморфизма значительно выше. Наиболее изучен самый крупный Гайкольский массив габбро-перидотитового состава. Под ним понимается серия небольших дифференцированных тел ультраосновных пород дайкообразной, пластообразной и неправильной формы, осложненной разломами. Длина тел составляет 3,5 км, ширина до 0,8–1 км. В строении их принимают участие (снизу вверх) пироксеновые метаоливиниты, метаперидотиты-лцеролиты-верлиты, оливиновые и оливинсодержащие метапироксениты, полевошпатовые метапироксениты, габбро-нориты. Резко преобладают метаоливиниты и метаперидотиты. Более четко дифференциация выражена в телах большей мощности. Между дифференциатами устанавливаются постепенные переходы, реже четкие границы между разновидностями в случае выпадения отдельных членов ряда. В подошвенной части тел развиты маломощные зоны контактовых пироксенитов. Отдельные ряды пород: метаперидотиты и пироксеновые метаоливиниты, оливинсодержащие и оливиновые метапироксениты, габбро-нориты и полевошпатовые метапироксениты характеризуются особым сходством структур и состава. Основными породообразующими минералами являются оливин, моноклинный и ромбический пироксен, плагиоклаз.

Рудные минералы представлены магнетитом, пирротинном, халькопиритом, самородной медью. Сульфиды развиваются по тонким трещинам, реже в виде гнезд.

Как правило, породы почти полностью изменены (амфиболизация, серпентинизация, оталькование, карбонатизация, хлоритизация, пироксенизация), так что первичный состав восстанавливается по реликтам минералов и по псевдоморфным структурам.

Метаперидотиты и пироксеновые метаоливиниты характеризуются развитием пойкилитовых, панидиоморфнозернистых, гипидиоморфнозернистых структур. Сложены они оливином — форстеритом (8–10% Fa ; 70–80%), пижонитом—авгитом (10–30%), реже присутствует гиперстен (по данным Т.И.Амозовой). Амфиболизация, хлоритизация и оталькование проявлены в перидотитах меньше, чем в других разновидностях. Иногда они нацело превращены в серпентиниты с широким развитием серпофитовых жилок, содержащих хромшпинель.

Оливинсодержащие и оливиновые метапироксениты содержат соответственно 5–10 и 20–30% оливина (форстерита, $2V = 87-89^\circ$), авгита до 30%, гиперстена до 60%. В первичном составе иногда присутствовал плагиоклаз, полностью замещенный мелкочешуйчатым агрегатом хлорита. В зависимости от содержания оливина в них развиты псевдоморфнопойкилитовая, панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая структуры. Из вторичных изменений наиболее широко проявлены хлоритизация и амфиболизация породы в виде нескольких генераций уралитовой роговой обманки и актинолита. Вторичный пироксен отмечается в зонах повышенной трещиноватости в виде микропрожилков, футлярообразных форм. Степень серпентинизации оливина обратно пропорциональна степени амфиболизации пироксена.

Габбро—нориты и полевошпатовые метапироксениты различаются содержанием плагиоклаза от 15–50% в габбро—норитах до 5–15% в метапироксенитах. Структура в них габброофитовая, реже пойкилоофитовая (габбро—нориты), гранофировая. Сложены они коричневатым, иногда зональным плагиоклазом (андезином), более или менее идиоморфным, и преобладающим гиперстеном, интерстиционным авгитом. Габбро—нориты, в особенности пироксениты, интенсивно амфиболизированы. Плагиоклазы замещены агрегатами амфибол—биотитового состава, реже соссюритом. Редко наблюдаются оталькование, серпентинизация, хлоритизация, скаполитизация.

На петрохимической диаграмме (рис. 11) основные и ультраосновные породы массива образуют четкую ветвь, на которой отчетливо видно незначительное возрастание общей железнитости на фоне значительного увеличения SiO_2 в начале ветви и более резкое в конце ее, что отражает переход нормального известково-щелочного пути дифференциации магмы к толеитовому от ультраосновных разновидностей к основным. Последние очень четко отличаются от вмещающих габбро по всем параметрам: по значительно меньшему количеству TiO_2 (0.78%), FeO (6–7%), суммы щелочей (3.66%, при

преобладании Na_2O над K_2O), по низкому значению коэффициента железистости (0.40–0.44). Четкое отличие состава, химизма основных разновидностей Гайкольского массива от вмещающих габбро-диоритов, близкий петрохимический состав последних и эффузивов диабазового комплекса, а также наличие у пироксенитов интрузивных контактов с апофизами во вмещающие габбро-диориты не позволяют относить последние ко второй фазе массива, как это утверждают В.В.Морозов и Р.А.Хазов (1971). Пространственная связь гипербазитов с массивами диорит-габбро-диабазового комплекса и наличие четких, но не резких контактов с ними отражают, по-видимому, сближенность их во времени и, возможно, генетическое родство.

Серия тел ультраосновных пород участка Коштумуш размещается в диабазах ятулийского комплекса. Представлены они апопериidotитовыми, реже апопироксенитовыми породами серпентинового хлорит-амфибол-серпентинового состава со значительным содержанием карбоната и талька. Преобладают апопериidotитовые породы с содержанием (в первичном составе) оливина до 75–85%, менее развиты метапироксениты, реже метагаббро (в кровельной части массива). Эти разновидности характеризуются чередованием между собой и постепенными переходами. В пироксенитах наблюдается развитие порфиробласт актинолита. Петрохимические особенности и характер дифференциации гипербазитов Коштумуш сходны с породами Гайкольского массива. Отличие состоит лишь в несколько повышенной общей железистости первых.

Ультраосновные породы Микколя представлены апопериidotитовыми серпентинитами, преобразованными в породы тальк-карбонатного состава с полным исчезновением первичных пойкилитовых структур. Степень и интенсивность метаморфизма приближает их к гипербазитам Коштумуш. Для них характерно наличие зон расслаивания как в зонах контакта с вмещающими габбро-диабазами, так и в эндоконтактных и внутренних частях тел. В зонах расслаивания гипербазиты амфиболизируются и биотитизируются. В зонах биотитизации нередко присутствует апатит и гематит. Вторичные изменения ультраосновных пород сводятся (в порядке их возрастной последовательности) к аллометаморфической серпентинизации, хлоритизации, тремолитизации, более позднему оталькованию, карбонатизации. С жильным карбонатом ассоциируют гнезда и мелкая вкрапленность халькопирита, изредка галенита.

Для ультраосновных интрузий характерно лишь незначительное оруденение. Содержание никеля не превышает 0.27%, меди – 0.015, кобальта – 0.026, ванадия – 0.05, титана – 0.62, хрома – 0.7%. По качественному и количественному содержанию рудных элементов они аналогичны ультрабазитам габбро-периidotитового комплекса Ветреного Пояса, Северной Карелии.

Гипербазитовая формация Восточной Карелии

В работах ряда исследователей (Харитонов, 1966) намечены элементы нерасчлененных ультрабазитовых поясов восточной части Балтийского щита. В дальнейшем на основе формационного анализа выделены в отдельных районах Карело-Кольского региона разновозрастные формационные типы ультрабазитов и гипербазитовые пояса (гипербазитовая формация) раннего нижнего протерозоя (Зак и др., 1975). В настоящей работе дано описание гипербазитовой формации района Пана-Куолаярвинского синклинория, а ранее была дана характеристика той же формации северо-западной части синклинория Ветреный Пояс (Слюсарев, Куликов, 1973). Здесь приводится краткая характеристика в основном гипербазитовой формации в пределах выделенных поясов на примере ряда участков (рис. 12).

Район Лагиярвинской магнитной аномалии. Эта аномалия прослеживается в меридиональном направлении от восточного конца оз. Б.Лагиярви на 12–15 км при мощности порядка 1–2 км. Аномальная зона известна давно и предположительно связывалась с породами типа Елетьозера или рассматривалась как гипербазитовый массив (Шуркин и др., 1974), расположенный в зоне контакта лопских и архейских образований. В последнее время аномалия была разбурена двумя скважинами экспедицией Западного геофизического треста. Они вскрыли в различной степени тремолитизированные и хлоритизированные лизардит-хризотилитовые серпентиниты с реликтами пойкилитовых структур. Оливин полностью серпентинизирован, первичный пироксен представлен буроватыми участками с пылевидным магнетитом, насыщенными серпентиновыми псевдоморфозами по оливину. Последовательность метаморфического преобразования такова: первичная оливин-пироксеновая порода, высокотемпературная антофиллитизация (Маракушев, 1973), лизардит-хризотилитовая серпентинизация, тремолитизация, хлоритизация, слабая карбонатизация и оталькование. Вещественный состав дает основание относить их к оливинитам – гарцбургитам, хотя химизм серпентинитов, очевидно, несколько искажен последующим метаморфическим преобразованием.

Участок Сосновца. Вдоль северо-восточного обрамления Лехтинской структуры известны немногочисленные тела ультрабазитов, выделенные по геологическим и геофизическим данным, часть их отмечена на опубликованных геологических картах (Шуркин и др., 1974). Перидотитовые тела группируются в полосу северо-западного простиранья, залегают как среди нижнепротерозойских (лопий) сланцев, амфиболовых гнейсов и амфиболитов, так и среди образований архея. Мелкие массивы, по данным В.С.Степанова (1966 г.), в 1–1.5 км к юго-западу и в 4 км к северу от оз. Б.Кривого представлены тремолитизированными, оталькованными, карбонатизированными серпентинитами по перидотитам. Наиболее

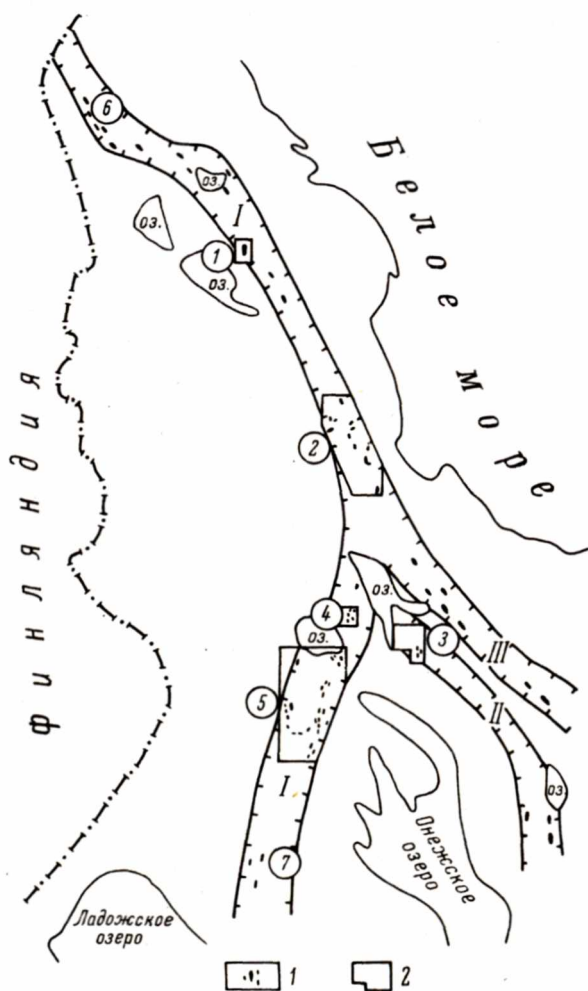


Рис. 12. Гипербазитовые пояса Карелии.

I - Восточно-Карельский, II - Рыбозерско-Водлозерский, III - Коросозерский. 1 - ультраосновные массивы гипербазитовой формации; 2 - изученные участки (цифры в кружках): 1 - Лагьярви, 2 - Сосновец, 3 - Рыбозеро, 4 - Уросозеро, 5 - Сегозеро-Пялозеро, 6 - Пана-Жуолярви, 7 - Шотозеро (по Желубовскому, 1936, 1937).

крупный неправильной линзовидной формы массив (3 x 13–1.8 км) расположен непосредственно в районе самого озера и сложен серпентинизированными (лизардит-хризотиловая серпентинизация) гарцбургитами, в которых сохранился оливин и ортопироксен. В серпентинитах в существенных количествах присутствует антофиллит, замещаемый серпентином. Нами в этой части пояса детально изучен массив района Сосновца. По геолого-геофизическим данным здесь следует выделить не несколько самостоятельных, а единый крупный массив дугообразной формы, согласный с залеганием вмещающих амфиболовых сланцев. Он прослеживается по простиранию на 7–8 км, мощность порядка 200 м. Вдоль северо-западного контакта расположено интрузивное тело амфиболизированных габбро-диабазов, контакты которого с ультрабазитами не вскрыты и его возрастное положение не ясно. Возможно, это более молодое дайкообразное тело.

Центральные части массива сложены алогарцбургитовыми антигоритовыми серпентинитами. Наиболее интенсивно серпентинизация проявляется в южной субширотной части массива, где первичные силикаты редки, а в субмеридиональной – в существенных количествах (до 25%) сохранился оливин (12–14% Fa , оптические данные). Скопления оливиновых зерен дают панидиоморфнозернистые структуры, но чаще оливин пойкилитически включен в крупных (до 1 см) зернах ортопироксена. Постоянство составов основных породообразующих окислов вкрест простирания интрузии свидетельствует об отсутствии дифференциации. Среди серпентинитов, чаще ближе к приконтактной зоне и реже в центральной части массива, отмечается в виде прожилков и мелкого пылевидного агрегата вторичная клинопироксенизация ($2V = 59–61$), а в южной субширотной части массива встречено довольно мощное тело (10–18 м) клинопироксенитов и вблизи него маломощные прожилки и скопления клинопироксенитового материала среди серпентинитов. В ряде случаев контакт клинопироксенитов с серпентинитами довольно отчетлив. Клинопироксениты представлены неравномернозернистыми породами, частью полосчатыми. Наиболее однородные их разновидности практически мономинерального состава, а в приконтактных зонах клинопироксен погружен в хлоритовую массу. Видимо, приконтактная клинопироксенизация, рассеянная и жильная являются единым процессом.

В приконтактных зонах мощностью 10–20 м развиты хлорит-тремолит-серпентиновые массивные и сланцеватые породы, которые сменяются по направлению к ядру тремолит-карбонат-серпентиновыми породами с примесью талька. Среди серпентинитов также в незначительных количествах отмечается тремолитизация (частью антофиллит), оталькование и карбонатизация. Вторичный клинопироксен интенсивно замещается тремолитом.

Рыбозерско-Конжозерский участок. Ультрабазиты этого участка привлекали внимание исследователей в

связи с наличием медно-кобальтовой и сульфидной никелевой минерализации, генетически связанной с ними. Здесь установлено два разновозрастных формационных типа ультрабазитов: нижнепротерозойский гипербазитовый (Рыбозерский участок) и среднепротерозойский (суйсарский) габбро-перидотитовый (Конжозерский участок). В районе оз. Рыбозеро по геолого-геофизическим данным установлено около 20 ультраосновных тел протяженностью до 2,5 км и мощностью от десятков до 250 м, расположенных среди сульфидоносных осадочно-вулканогенных толщ нижнего протерозоя (лопий) и совместно с ними дислоцированных. Большинство интрузивных тел представлено пестрыми сланцами по серпентинитам и только изредка сохраняются серпентиниты с реликтами первичных силикатов и структур. В одном из таких тел (рис. 13, скв. 9) антигоритовых серпентинитов выделяется зона апооливинитовых серпентинитов с сохранившимся оливином (5% Fa , оптические данные), реликтами панидиоморфно-зернистых и типично сидеронитовых структур. В участках развития последних крупные (5–6 мм) серпентиновые псевдоморфозы по оливину расположены среди скоплений магнетита и хромита с магнетитовыми каймами. По данным СЗТУ, в ультрабазитах отмечалось повышенное содержание хрома (от 0.19 до 6.19 % Cr_2O_3 , среднее значение 0.63% по 10 определениям). Дополнительное изучение кернa скв. 9 позволило выявить двухметровый горизонт (интервал 180–182.0 м) малоалюминиевой хромитовой руды с 32% Cr_2O_3 (штуфная проба). В шлифах и аншлифах содержание хромита составляет 75–80%, остальные 20–25% породы приходятся на серпентины. Это первая в Карелии находка хромитового оруденения, которая свидетельствует о перспективности гипербазитовой формации Карелии на хромитовые руды.

В других зонах перидотитов скв. 9 преобладают реликты пойкилитовых структур с более мелкими оливинами и более низкими содержаниями хрома. Эта первичная неоднородность строения подчеркивается ощутимой неоднородностью химизма серпентинитов (рис. 13). Минералого-структурные данные и вещественный состав свидетельствуют о том, что первичный состав соответствовал оливинитам и гарпбургитам. На первичную неоднородность накладывается метаморфическая зональность. Между приконтактовыми сланцами по серпентинитам и чистыми серпентинитами отмечается вторичная клинопироксенизация. Сульфидная минерализация (пирит, пирротин, пентландит) в свежих серпентинитах практически отсутствует и только изредка встречается в приконтактовых зонах рассланцевания.

Остальные известные ультрабазитовые тела представлены преимущественно тремолит-хлорит-серпентиновыми, тальк-хлоритовыми и тальк-карбонатными сланцами с небольшим содержанием магнетита, обычно интенсивно окварцованными. Наименее измененные серпентиниты отличаются высокими концентрациями хрома. Характерной особенностью этих сланцев является наличие в них сульфидной

(пирит, пирротин, халькопирит, пентландит) минерализации с преобладанием сульфидной фазы никеля над силикатной; присутствие обогащенных сульфидным никелем (ассоциирующим с магнетитовой минерализацией) и кобальтом (в зонах окварцевания) зон на значительном удалении от ультрабазитов во вмещающих хлорит-актинолитовых (рис. 13, скв. 2) сланцах. Причем в зоне никелевой сульфидной минерализации сульфиды (пирротин, в частности) часто непосредственно включены в магнетит, помимо прожилково-вкрапленного и гнездово-вкрапленного оруденения, нередко вместе с кварц-карбонатным материалом. В магнетите выявлены существенные концентрации рудных компонентов (в %): ($Ni_{вал} - 0.19-0.28$, $Ni_{сульф.} - 0.12-0.22$, $Co - 0.011-0.015$, $Cu - 0.012-0.024$). Наличие глубоко-метаморфизованных серпентинитов, обедненных рудными компонентами, миграция последних далеко за пределы ультрабазитовых тел с появлением зон обогащения сульфидным никелем и кобальтом, обилие сульфидной минерализации во вмещающих породах как одного из наиболее реальных источников серы при метаморфогенном рудообразовании свидетельствуют о перспективности Рыбозерского участка и примыкающих территорий на метаморфогенное никелевое и кобальтовое оруденение и о необходимости дальнейших геолого-геофизических исследований. Существенный интерес представляет также сингенетическое хромитовое оруденение.

Северо-западнее Рыбозерского участка среди осадочно-вулканогенных образований среднего протерозоя (Пекуров, 1969, 1972) установлено три массива перидотитов, расположенных в зонах субширотного и субмеридионального разломов. Наиболее крупным является крутопадающий к западу Конжозерский массив субмеридионального простирания размером 1500 x 750 м, контакты прямолинейные или извилистые в плане. Принципиальным отличием среднепротерозойских перидотитов Конжозера является наличие эндоконтактных пикритов и перидотитового ядра. Эндоконтактные клинопироксеновые пикриты мощностью до 15-20 м (рис. 14) сохранились в виде останцов в кровле интрузии. Установлены их непосредственные контакты с вмещающими породами. Пикриты по направлению к ядру сменяются серпентинизированными перидотитами с реликтами

Рис. 13. Разрезы скважин района оз. Рыбозеро.

1 - хлорито-актинолитовые сланцы (по вулканогенно-осадочным породам) с магнетитом; 2 - серицито-кварцево-хлоритовые сланцы; 3 - апооливинитовые антигоритовые серпентиниты с хромитом; 4 - апоперидотитовые антигоритовые серпентиниты; 5 - карбонато-талльковые сланцы по серпентинитам; 6 - хлоритизированные и амфиболлизированные серпентиниты; 7 - хромитовая руда. Минералы: 8 - оливин, 9 - ортопироксен, 10 - плагиоклаз, 11 - магнетит, 12 - хлорит, 13 - амфибол, 14 - серпентин.

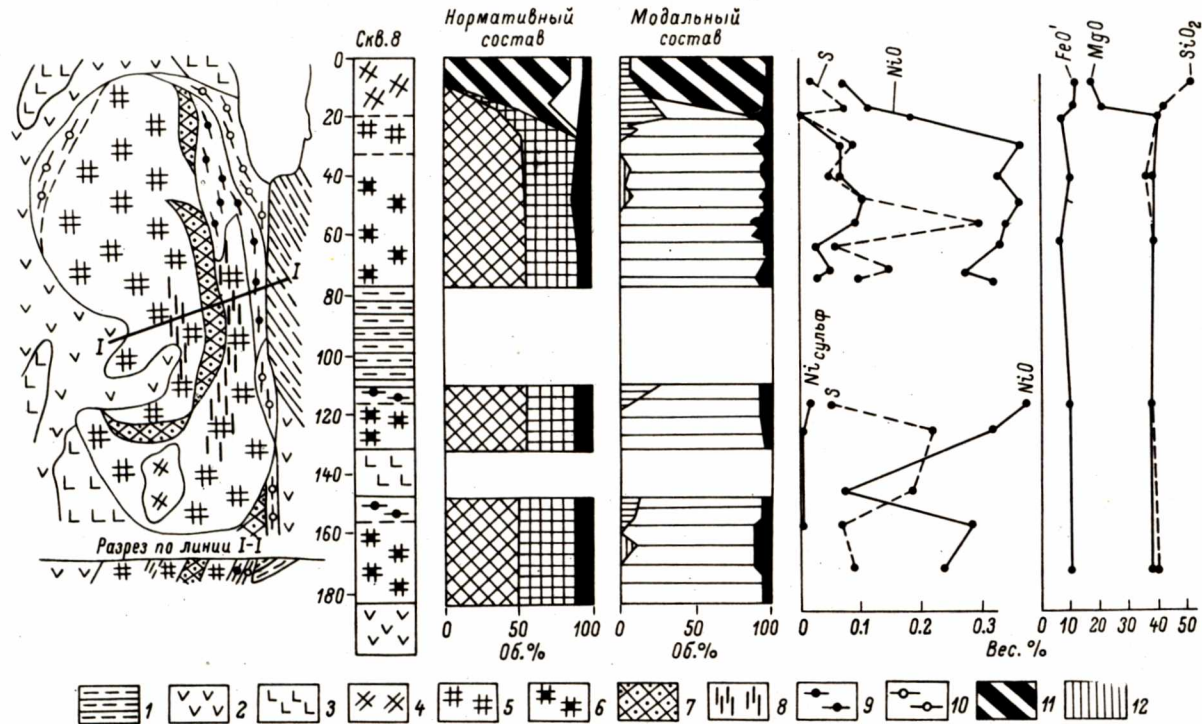
пойкилитовых структур, которые по направлению к подошве переходят в существенно оливиновые разновидности с реликтами панидиоморфнозернистых структур. Структурно-минералогические данные и вещественный состав перидотитов ядра говорят о принадлежности ультрабазитов к оливинитам или гарцбургитам, возможно, с примесью клинопироксена. Массовая серпентинизация антигоритовая, а ближе к лежащему боку массива в зоне рассланцевания установлена более поздняя богатая хризотил-асбестовая минерализация. В приконтактных зонах массива прослеживается зона оталькованных и карбонатизированных серпентинитов, переходящих по направлению к периферии в тремолитовые и хлорит-тремолитовые сланцы. Характерно, что при высоких средних содержаниях валового никеля ($NiO = 0.34\%$) его сульфидная фаза не превышает сотых долей процента, весьма низки также содержания хрома ($Cr_2O_3 = 0.17\%$).

Участок Уросозеро. Известные и изученные геологами Карельской комплексной экспедиции ультраосновные тела в данном районе представлены серпентинитами, залегающими среди осадочно-вулканогенных толщ нижнего протерозоя (лопий). Они прорываются пегматоидными гранитоидами, диабазами, интенсивно рассланцованы. Ядра массивов сложены антигоритовыми серпентинитами с редкими реликтами пойкилитовых и панидиоморфнозернистых структур, изредка встречается реликтовый оливин и амфиболизированный ортопироксен (?). Приконтактные зоны массивов представлены хлорит-тремолитовыми, тальк-хлорит-тремолитовыми и тремолит-серпентиновыми сланцами. Изредка в серпентинитах появляется сульфидная минерализация с пентландитом, отмечаются незначительные содержания сульфидного никеля. Как и в районе Сосновца и Рыбозера, в серпентинитах встречается вторичная клинопироксенизация, часто вместе с хлоритом.

Участок Сегозеро-Пялозеро. Известные по геологическим данным и выделенные на основе геофизических исследований массивы ультрабазитов располагаются вокруг гранито-гней-

Рис. 14. Геологическая карта и разрез Конжозерского массива.

1 - кварцито-песчаники и туфогенно-осадочные породы ятулия; 2 - основные эффузивы ятулия; 3 - габбро-диабазы; 4 - амфиболизированные клинопироксеновые пикриты; 5 - преимущественно антигоритовые апоперидотитовые серпентиниты; 6 - апооливинитовые антигоритовые серпентиниты; 7 - прожилковые и сетчатые хризотил-асбестовые руды; 8 - зоны развития отдельных хризотил-асбестовых жил; 9 - оталькованные и амфиболизированные серпентиниты; 10 - тальк-хлоритовые сланцы; 11 - клинопироксен; 12 - карбонат; остальные обозначения минералов см. на рис. 13.



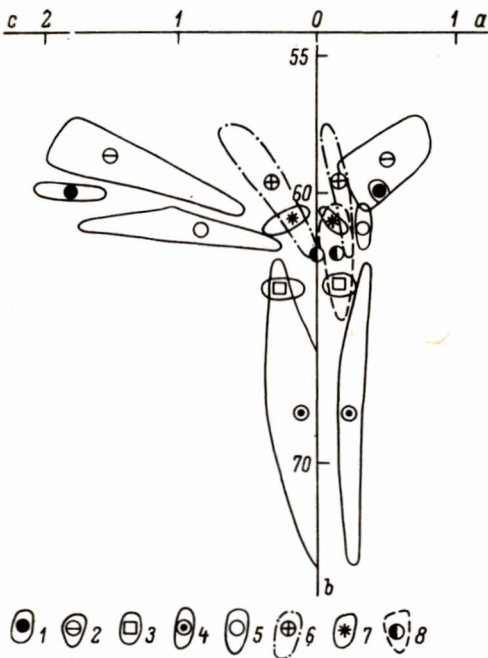


Рис. 15. Диаграмма А.Н.Заварского для ультрабазитов Восточной Карелии.

Гипербазитовая формация: 1 – Лагярви (3), 2 – Сосновец (6), 3 – Уросозеро (6), 4 – Рыбозеро (5), Сегозеро–Пялозеро, 5 – Сегозеро (4), 6 – Орехозеро, (3), 7 – Гирвас (3); габбро-перидотитовая формация: 8 – Коньозеро (7). Цифры в скобках – количество химических анализов.

сового блока архея преимущественно среди ранненижнепротерозойских (лопий) осадочно-вулканогенных толщ и реже среди гранито-гнейсов основания. В связи с изучением тальк-хлоритовых пород ультрабазиты некоторых участков этой территории изучались в 30–40-х годах (Елисеев, 1925; Крист, 1933) и рассматри-

вались как пикриты (Сегозеро). Позже ультрабазиты этой территории изучались геологами СЗТУ и рассматривались в составе нижнего протерозоя. Они прорываются гранитоидами, перекрываются сарни-олийскими конгломератами и представлены антигоритовыми серпентинитами с реликтами пойкилитовых структур. Для серпентинитов этой территории характерны интенсивно проявленные тремолитизация, хлоритизация и особенно оталькование и серпентинизация. В геохимическом отношении показательным являются довольно высокие концентрации хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.6-0.8\%$) и наличие, хотя и в незначительных количествах, сульфидного никеля. Химизм наиболее чистых серпентинитов (рис.15, район Сегозера, Орехозера и Гирваса) свидетельствует о близости их составов и, видимо, преимущественно первично гарцбургитовом типе перидотитов.

Участок Шотозеро. Очевидно, самым южным продолжением Восточно-Карельского пояса следует считать первично существенно оливиновые, тремолитизированные и карбонатизированные ультрабазиты района Шотозера (Желубовский, Лебедев, 1936; Желубовский и др., 1937). Вблизи контакта с гранитами рапакиви ультрабазиты представлены небольшими согласными телами среди сульфидоносных амфиболовых сланцев раннего нижнего протерозоя (лопий). По данным Желубовского (Желубовский и др., 1937), пирро-

тиновые руды на контакте ультрабазитов с амфиболовыми сланцами содержат пентландит и до 0.15% никеля, а пиритовые руды в самих сланцах также обогащены никелем (0.15%). Этот участок развития ультрабазитов может представлять интерес в отношении метаморфогенного сульфидного никеля как в самих ультрабазитах, так и во вмещающих породах. Следует также, видимо, ожидать наличия перидотитов гипербазитового формационного типа среди ранненижнепротерозойских образований Хаутаваарской структуры.

Таким образом, исходя из краткого обзора гипербазитовой формации можно отметить ряд моментов. Ультрабазиты в пределах выделенных поясов распределены крайне неравномерно, обычно наблюдается кустовое их распределение. Залегают они среди осадочно-вулканогенных толщ раннего нижнего протерозоя, часто насыщенных сульфидной минерализацией, неоднократно принимали участие в складчатости и дислоцированы совместно с вмещающими породами, прорываются гранитоидами, диабазами и перекрываются сариолийскими конгломератами. Характерными особенностями являются слабо проявленная дифференциация, существенно оливиновый первичный состав (оливиниты, гарцбургиты), а в геохимическом отношении — высокие содержания хрома. Ультрабазиты в пределах выделенных поясов неоднократно подвергались метаморфическому преобразованию в протерозойское время.

Выделяются следующие типы метаморфического преобразования — для гипербазитовой формации: 1) высокотемпературная антофиллитизация, 2) лизардит-хризотиловая серпентинизация, иногда завершающаяся вторичной клинопироксенизацией, 3) антигоритовая серпентинизация, также иногда завершающаяся вторичной клинопироксенизацией, 4) приконтактовая тремолитизация, хлоритизация, оталькование и карбонатизация; для среднепротерозойских перидотитов: 1) антигоритовая серпентинизация, 2) приконтактовая тремолитизация, хлоритизация, оталькование и карбонатизация.

В целом степень метаморфизма нарастает в южном направлении, особенно интенсивно начиная с района Уросозера, и сопровождается в ряде случаев появлением сульфидного никеля. Отсюда и большая перспективность поясов ультрабазитов на метаморфогенное никелевое оруденение, попадающих в сульфидоносные толщи нижнего протерозоя (южная часть Восточно-Карельского и два остальных пояса), где перидотитовые тела характеризуются антигоритовым типом серпентинизации и наиболее интенсивным проявлением последующего метаморфизма. Данные изотопного анализа кристаллизационных вод серпентинитов (табл.3) свидетельствуют о том, что концентрация дейтерия резко увеличивается от лизардит-хризотиловых серпентинитов района Пана-Куолаярви (см. с. 29) и Лагиярви к антигоритовым серпентинитам и наиболее метаморфизованным серпентинитам участка Сегозера (месторождение тальк-хлоритовых сланцев Кургуйвара). Для кислорода намечается в целом обратная тен-

Таблица 3

Средние значения δD и $\delta^{18}O$ в ультрабазитах

Участок	Тип серпентинизации	δD относительно СМОВ, ‰	Количество проб	$\delta^{18}O$ относительно СМОВ, ‰	Количество проб
Лагярви	Лизардит-хризотил-ловый	-131.4	5	От -1.3 до +0.5	1 4
Сосновец	Антигоритовый	-85.3	6	-6.1	6
Рыбозеро	"	-76.4	5	-6.8	5
Уросозеро	"	-71.0	7	-8.5	7
Сегозеро-					
Пялозеро	"	-56.5	2	-4.45	2
Мяндусельга	"	-83.0	2	-8.3	2
Гирвас	"	-71.0	1	-2.9	4
Конжозеро	"	-112	3	-6.2	3

денция. Среднепротерозойские антигориты Конжозера по дейтерию отличаются от нижнепротерозойских. Это может свидетельствовать или о различном характере серпентинизирующих растворов как в пределах поясов, так и в нижнем и среднем протерозое, или о последовательных этапах серпентинизации (от лизардит-хризотил-овой к антигоритовой). Возможно, что антигоритизация связана с среднепротерозойским омоложением по зонам древних глубинных разломов. Дальнейшее изучение изотопии кристаллизированных вод ультрабазитов имеет, кроме того, важное значение в связи с тем, что тип серпентинизации может служить показателем степени кислотности-щелочности серпентинизирующих растворов (Артемов и др., 1973), а это в свою очередь может оказывать влияние как на устойчивость сингенетической сульфидной вкрапленности, так и на процесс вторичного сульфидообразования.

Вожминский ультрабазитовый массив

В результате комплексных поисковых работ, проведенных в 1970-1974 гг. Северо-Западным территориальным геологическим управле-

нием и Западным геофизическим трестом, выявлен новый никеленосный район в Восточной Карелии – Каменнозерская структурная зона, в которой по геофизическим данным находится свыше сотни массивов ультраосновных и основных пород различных размеров.

Вожминский участок расположен в 30 км восточнее места впадения р.Вожмы в Выгозеро и полностью перекрыт четвертичными отложениями. В геологическом строении его принимают следующие группы горных пород (от древних к молодым): 1) эффузивы адезит-диабазов с высоким содержанием глинозема, дацитов, риолито-дацитов, их туфы и мелкие комагматические интрузивные тела; 2) толща туфогенно-осадочных пород, переслаивающаяся с вышеупомянутыми эффузивами: разнотернистые кварцевые песчаники, тонкотернистые кварциты типа хемогенных, серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые и существенно хлоритовые сланцы; 3) интрузии габбро-диабазов; 4) интрузии оливинит-верлитового и верлит-клинопироксенит-габбрового состава; 5) маломощные дайки основного состава; 6) дайки субшелочных андезит-базальтов.

Согласно стратиграфической схеме К.О.Кратца (1963), все упомянутые выше породы относятся нами к нижнепротерозойской группе, сумскому отделу, за исключением даек субшелочных андезит-базальтов, которые, вероятно, имеют среднепротерозойский возраст. В пределах участка вскрыты два типа руд: медноколчеданные и сульфидные медно-никелевые. Первые пространственно приурочены к вулканогенно-осадочным породам; вторые – к интрузиям ультраосновных пород.

В тектоническом развитии района большую роль играли складчатые и дизъюнктивные деформации. Вулканогенно-осадочные породы здесь смяты в узкие изоклинальные складки север-северо-восточного простираения, опрокинутые на восток-юго-восток. Причем на крыльях складок сланцеватость совпадает со слоистостью. Намечается погружение осей некоторых складок на юг-юго-запад.

На участке выделяется минимум два возрастных типа дизъюнктивных нарушений. К наиболее ранней зоне крутопадающих поздне-селецких разломов субмеридионального простираения, секущей основную структуру Каменнозерской синклинали, приурочены никеленосные интрузии ультраосновных пород. Более молодыми северо-восточными разломами Вожминский массив пересекается на серию блоков с вертикальными и горизонтальными перемещениями, с амплитудой последних до 100 м. По предварительным данным, положение эпигетических сульфидных медно-никелевых руд и зон околорудного метасоматоза частично совпадает с разломами этого типа.

Формирование ультраосновных пород происходило в две фазы: в первую фазу – крупные тела оливинит-верлитового состава (в

частности, Вожминский массив), во вторую — дайки верлит-клинопироксенит-габбрового и габбро-клинопироксенитового состава.

Вожминский массив ультраосновных пород приурочен к субмеридиональному разлому позднеселецкого возраста. Форма его в плане дайкообразная. Длина около 20 км, максимальная ширина 1000–1200 м, минимальная — 300–500 м. Падение на северо-запад под углом 75–80°, среднее простирание на северо-восток 10–15°. Интрузив содержит ксенолиты вмещающих пород и сечет их под острым углом как по простиранию, так и по падению. Контакты часто тектонизированные. Массив слабо дифференцирован. Западная его часть в основном сложена апооливинитовыми серпентинитами, восточная — метаверлитами и аповерлитовыми серпентинитами. В восточном контакте в виде маломощной (до 2–4 м) зоны развиты амфиболиты, вероятно, образовавшиеся за счет полной амфиболизации приконтактных пироксенитов. Относительное содержание в пределах массива оливинитов 60%, верлитов 40%.

Дайка верлит-клинопироксенит-габбрового состава сечет вулканогенно-осадочные породы и Вожминский массив гипербазитов. Дайка имеет линзообразную форму с раздувом в центральной части, в месте перегиба (рис. 16). Ее мощность в раздуве 45–55 м, на выклинках около 5 м, средняя мощность порядка 20–25 м. Длина более 450 м. В одном случае зафиксирован интрузивный резкий контакт дайки с вмещающими туфогенно-осадочными породами. Здесь четко выделяется габброидная мелко- и тонкозернистая приконтактная зона мощностью 15 см. В пределах Вожминского массива гипербазитов в контакте с метаоливинитами и метаверлитами зон закала не наблюдается, хотя границы четко видны в пределах одного столбика керна. Какой-либо четкой расслоенности вкрест простирания дайки не наблюдается. Оливинсодержащие разности тяготеют к центральной части дайки, а пироксениты и габброиды — к краям. Кроме того, отмечается изменение состава пород в дайке по простиранию. В ее северо-восточной части, где вмещающими являются вулканогенно-осадочные породы, в дайке преобладают пироксениты и габброиды. В юго-западной части дайки среди гипербазитов Вожминского массива в составе дайки резко увеличивается доля оливинсодержащих разностей, а габброиды исчезают. В контактовой зоне дайки как ее породы, так и породы Вожминского массива претерпели метасоматические изменения, выразившиеся во вторичной клинопироксенизации, тремолитизации, реже карбонатизации и отальковании.

Во всех телах ультраосновных пород развито большое количество маломощных даек почти нацело хлоритизированных и эпидотизированных основных пород. Редко встречаются своеобразные дайки клинопироксен-гранатовых пород (родингитов). Реликты исходных пород, за счет которых они образованы, пока не встречены.

Наиболее молодыми интрузивными образованиями района, сечущими все породы и эпигенетические сульфидные медно-никелевые

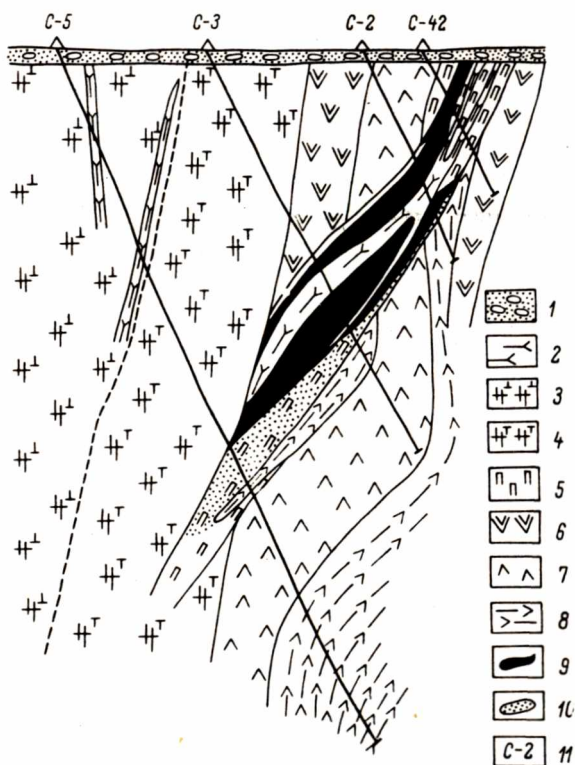


Рис. 16. Геологический разрез по профилю 64 через главное рудное тело.

1 - четвертичные отложения; 2 - субщелочные андезит-базальты; 3 - апооливинитовые серпентиниты; 4 - апоперидотитовые серпентиниты; 5 - метапироксениты, амфиболиты, габбро-амфиболиты; 6 - габбро-диабазы; 7 - метаандезито-диабазы эффузивные; 8 - туфы, туфосланцы, серицито-кварцевые сланцы, хемогенные кварциты; 9 - богатые вкрапленные и прожилково-вкрапленные медно-никелевые руды; 10 - бедные вкрапленные медно-никелевые руды; 11 - скважина и ее номер.

руды, являются дайки субщелочных андезит-базальтов (рис. 16). Мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 20-30 м. Простирание северо-восточное, падение на северо-запад. Точнее их условия залегания не установлены.

Ультраосновные породы Вожминского массива относятся к верлитовой ассоциации габбро-перидотитовой формации нижнего про-

терозоя Карелии. По минералогическому составу породы этого массива сходны с ультраосновными породами Хаутаваарской (Южная Карелия) и Печенгской (Кольский полуостров) синклиналей. По химизму наблюдаются как сходство, так и различие.

Для Вожминского массива основных-ультраосновных пород, как и для габбро-перидотитовых формаций нижнего протерозоя (сумия) Хаутаваары (Попов, 1971) и среднего протерозоя Печенги (Горбунов, 1968; Предовский и др., 1971; Яковлев, 1972) характерно сочетание известково-щелочной и феннеровской тенденций эволюции составов. В ряду оливиниты-верлиты наиболее резко увеличивается содержание кремнезема при незначительных изменениях содержания валового железа. В ряду пироксенит-габбро происходит значительное увеличение общей железистости пород при небольших колебаниях в изменении содержания кремнезема.

Как видно из приведенной петрохимической диаграммы (рис. 17), оливиниты-верлиты первой фазы Вожминского массива по химизму почти тождественны гипербазитам слабо дифференцированных массивов Хаутаваарской синклинали. От верлитов сложно дифференцированной Хюрсюльской интрузии отличаются более низким значением общей железистости (Попов, 1971; Попов, Морозов, Богачев, 1972). От гипербазитов Хаутаваары отличаются более высоким содержанием серы (выше 0.40 вес.%), большим значением отношения никеля сульфидного к никелю валовому (0.5-1) и присутствием четких зон околорудного метасоматоза. По трем последним признакам породы Вожминского массива сходны с гипербазитами Печенги (Предовский и др., 1971; Горбунов, 1968; Елисеев и др., 1961; Яковлев, 1972), но отличаются от последних меньшим значением общей железистости, меньшим содержанием Fe_2O_3 , FeO , K_2O , CaO , TiO_2 и несколько более высоким содержанием MgO . Верлиты-пироксениты-габбро второй фазы Вожминского массива близки по своим петрохимическим особенностям к наименее магнезиальным и железистым разностям массивов Порьеташ и Пилгуярви Печенги. По сравнению с Алла-Аккаярвинским районом Кольского полуострова породы первой фазы Вожминского массива сходны с гипербазитами Копосовского типа, а второй фазы - по величине общей железистости близки к аллареченскому типу (Кочнев-Первухов, 1968).

Породы района метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Типичные парагенетические ассоциации: 1) в туфогенно-осадочных породах: кварц + серицит, кварц + альбит + серицит (+ хлорит), кварц + альбит + хлорит; 2) в основных породах: альбит + эпидот + актинолит + хлорит.

Ультраосновные породы претерпели серию изменений в результате воздействия флюидов различного состава и генезиса. Типы изменений от древних к молодым.

1. Авто- и аллосерпентинизация под воздействием существенно водных растворов. В это же время клинопироксен в одних условиях замещался серпентином, в других - коричневой роговой обманкой и тремолитом.

2. Образование зон хризотил-асбестовой и антигорит-асбестовой минерализации под воздействием также существенно водных растворов.

3. Развитие среди серпентинитов зон интенсивного оталькования и карбонатизации с образованием карбонатных, тальк-карбонатных и карбонат-тальковых пород под воздействием гидротермальных растворов со значительной концентрацией CO_2 (углекислотный метасоматоз).

4. Околорудный метасоматоз, сопровождающий образование эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд, выразившийся в процессах вторичной клинопироксенизации, тремолитизации, хлоритизации, сульфидизации силикатов, в меньшей степени карбонатизации, отальковании, графитизации. Эти изменения происходят под воздействием пневматолито-гидротермальных и гидротермальных растворов, обогащенных серой и меняющих свою кислотность-щелочность во времени. Вероятно, под влиянием этих метасоматических растворов произошли полная хлоритизация и эпидотизация даек основных пород, а также образование даек клинопироксен-гранатовых пород (родингитов). Метасоматические преобразования часто сопровождаются интенсивным катаклазом и рассланцеванием исходных пород.

В пределах Вожминского массива основных-ультраосновных пород выявлено две крупные зоны сульфидного медно-никелевого оруденения. Первая, наиболее богатая, залегает в габбро-амфиболитах, амфиболитах, амфиболизированных клинопироксенитах и серпентинизированных верлитах второй фазы. Она представлена богатыми вкрапленными, прожилково-вкрапленными и брекчиевидными рудами. Вторая зона, в основном бедных вкрапленных руд, приурочена к апооливинитовым и апоперидотитовым серпентинитам первой фазы. Брекчиевидные и сплошные руды встречены лишь в двух случаях в виде зон мощностью до 10 см. Основная рудная залежь расположена в восточной части Вожминского массива. Рудовмещающими породами в центральной и северо-восточной частях основной залежи являются амфиболиты, габбро-амфиболиты и амфиболизированные габбро, часто превращенные в хлорит-амфиболовые, амфибол-карбонат-хлоритовые сланцы. В юго-западной части залежи руды залегают среди амфиболитов, амфиболизированных клинопироксенитов, амфиболизированных и серпентинизированных оливиновых пироксенитов и верлитов.

Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, пятнистая, полосчатая, брекчиевидная. Структура сидеронитовая,

аллотриоморфнозернистая, редко массивная. Минеральный состав (в %): пирротин (15-60), пентландит (4-20), халькопирит (ед.з. - 8), магнетит (ед.з. - 3), гематит (0-2), лимонит (0-1), виоларит (0- ед.з.), пирит (0 - ед.з.), марказит (0 - ед.з.), ильменит (ед.з.), сфалерит (0 - ед.з.)

Содержание рудных компонентов и серы во вкрапленных и прожилково-вкрапленных рудах колеблется в следующих пределах (в %): никель валовый - 0.5-1.83, никель сульфидный - 0.45-1.80, кобальт - 0.018-0.079, медь - 0.06-0.84, сера - 3.28-12.03, свинец - 0.02-0.04, цинк - 0.3-0.75, селен - 0.0003-0.0019, теллур - 0.0002-0.0003; в брекчиевидных рудах (в %): никель валовый - 2.68-4.88, кобальт - 0.084-0.27, медь - 0.18-0.64, сера - 11.21-31.27, селен - 0.001-0.0015, теллур - 0.002, цинк - 0.30-0.75, свинец - 0.02-0.4.

Для медно-никелевого оруденения основного рудного тела величины отношений между никелем, медью, кобальтом и серой приведены в табл. 4.

Зона бедных вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд расположена в западной части массива в апооливинитовых и аповерлитовых серпентинитах.

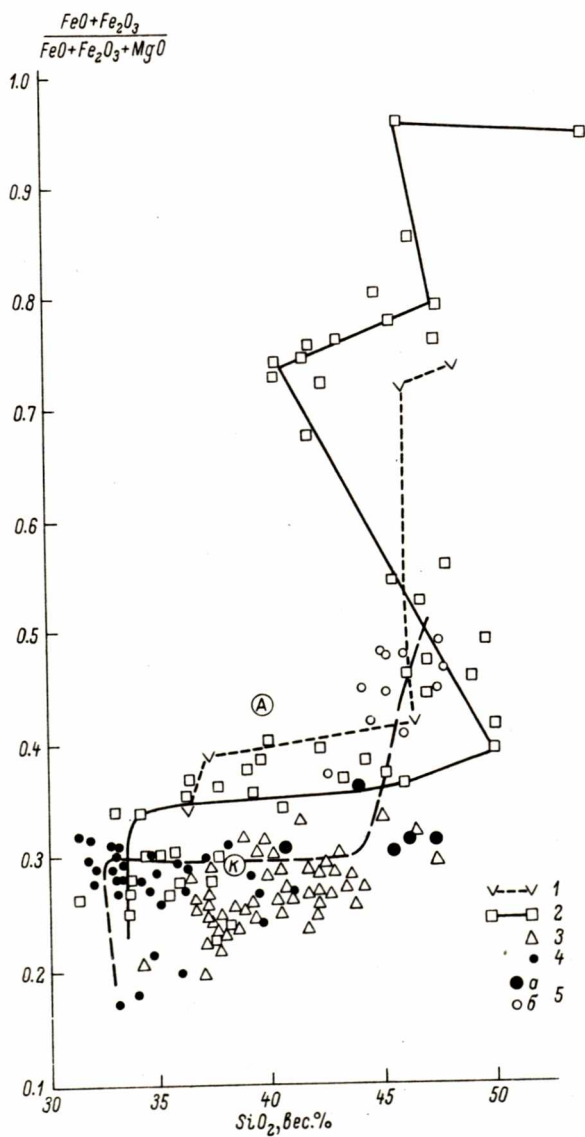
Таблица 4

Величины отношений между никелем, медью, кобальтом и серой для основного рудного тела.

Отношение элементов	Брекчиевидные руды (скв. 3, 42, 19)	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды		Руды Печенги (Горбунов, 1968)
		в центральной части (скв. 2, 3)	на флангах (скв. 15, 18, 19)	
Ni:Cu	6.7-14.4	2.2-11.1	1.8-5.9	2.2-2.5
Ni:Co	18.1-31.3	10.2-30.2	11.7-19.5	38-56
Ni:S	0.13-0.23	0.08-0.28	0.05-0.17	0.17-0.27

Рис. 17. Диаграмма $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ для пород Вожминского массива.

1 - эволюционная кривая основных-ультраосновных пород Печенги (Горбунов, 1968); 2 - эволюционная кривая Хюрсьюльского массива основных-ультраосновных пород Хаутаваарской синклинали (Попов, 1971); 3 - метаоливиниты, метаверлиты, серпентиниты ультраосновных слабодифференцированных массивов Хаутаваарской синклинали (Попов, 1971); 4 - метаоливиниты, метаверлиты первой фазы Вожминского массива; 5 - метаверлиты (а), метапироксениты, амфиболиты и габброиды (б) второй фазы Вожминского массива.



Текстура руд вкрапленная, реже пятнистая и очень редко прожилковая. Структура аллотриоморфнозернистая, редко сидеронитовая. Минеральный состав (%): пирротин (3-20), пентландит (р.з. - 5), магнетит (1-5), ильменит (р.з. - 2), халькопирит (р.з. - 2), виоларит (0 - р.з.), пирит (0 - р.з.), гематит (0 - р.з.), гидроокислы железа (р.з. - 5). Содержание рудных компонентов и серы в бедных вкрапленных сульфидных медно-никелевых рудах колеблется в следующих пределах: никель валовый - 0.21-0.62, никель сульфидный - 0.20-0.60, медь - 0.014-0.16, кобальт - 0.010-0.025, сера - 34-1.38, цинк - 0.25, свинец - 0.11%.

Величины отношений между никелем, медью, кобальтом и серой колеблются в следующих пределах: $Ni:Cu = 2.7-20.0$; $Ni:Co = 17-80$; $Ni:S = 0.18-1$.

Имеющийся фактический материал позволяет говорить о сложности и длительности формирования сульфидных медно-никелевых руд в ультраосновных породах Каменноозерской синклинали. Характерной их особенностью является то, что они не выходят за пределы тел ультраосновных пород. По минеральному составу руды участка, как и руды Печенги (Горбунов, 1968; Елисеев и др., 1961), являются пентландит-пирротиновыми и пентландит-халькопирит-пирротиновыми. На участке выделяются два генетических типа руд: 1) сингенетические вкрапленные (сидеронитовые) и 2) эпигенетические (переотложенные или регенерированные) - вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, прожилковые и жилообразные тела брекчиевидных руд.

Сингенетическое вкрапленное оруденение развито в оливинитах, верлитах, оливиновых пироксенитах и клинопироксенитах первой и второй фаз Вожминского массива. В оливинсодержащих породах сидеронитовые вкрапленники сульфидов выполняют интерстиции между зернами нацело серпентинизированного оливина. Реже встречаются обособления сульфидов каплеобразной формы. Сидеронитовые зерна секутся микроскопическими жилками серпентина и замещаются с краев и по трещинкам магнетитом. В клинопироксенитах крупные сидеронитовые зерна сульфидов выполняют промежутки между зернами пироксенов. В контакте сульфидов с клинопироксеном по последнему образуется микроскопическая кайма бесцветного амфибола (тремолита). Этот тип оруденения встречается лишь в наиболее свежих и ненарушенных тектоникой блоках пород.

Эпигенетические (переотложенные или регенерированные) руды сопровождаются сильным катаклизмом или рассланцеванием пород и интенсивным метасоматозом. Все эти изменения накладываются на породы, содержащие сингенетическую (первичную) сульфидную вкрапленность. Сульфиды здесь в основном приурочены к трещинам и сланцеватости. Они замещают псев-

доморфозы тремолита по клинопироксену, реже псевдоморфозы серпентина по оливину. Эпигенетические гнезда сульфидов часто содержат реликтовый магнетит, находившийся в замещенном клинопироксене. В некоторых случаях происходит метасоматическое замещение сульфидами магнетита. Кроме того, гнездово-прожилковые образования сульфидов часто приурочены к карбонатным и карбонат-тремолитовым жилкам. Среди **этих руд** встречаются следующие парагенетические ассоциации сульфидов с пороодообразующими минералами: сульфиды – клинопироксен, сульфиды – серпентин, сульфиды – игольчатый тремолит, сульфиды – хлорит, сульфиды – карбонат, а также сульфиды – магнетит. Наиболее обычными минералами, сопровождающими эпигенетические сульфиды, являются хлорит и игольчатый тремолит. Эпигенетическое оруденение является основным на Вожминском участке.

Жилообразные тела брекчиевидных сульфидных руд, по-видимому, являются наиболее поздними. Контакты их с породами, содержащими вкрапленные и **прожилково**-вкрапленные руды, резкие. Среди сплошных сульфидов содержатся мелкие обломки вмещающих пород: тремолититов, хлорит-тремолитовых сланцев по пироксенитам, мелкозернистой карбонатной породы. Мощность таких тел невелика (от 5–10 до 50 см). В скв. 26 жильные сульфиды секут серпентиниты с хризотил-асбестовой минерализацией и зоной тальк-карбонатных пород.

Имеющийся фактический материал позволяет сделать вывод о том, что источником первичных сульфидов и части гидротермальных рудных растворов была ультраосновная магма, эволюция которой привела к образованию Вожминского массива оливинит-верлитов и дайки верлит-клинопироксенит-габбро. При этом именно с дайкой, т.е. с остаточной порцией магматического расплава, связана наибольшая концентрация сульфидов. Дайка по существу и является основным богатым рудным телом. Эти факты также указывают на то, что накопление сульфидов в остаточном расплаве происходило в результате глубинной дифференциации материнского магматического расплава. В переотложении сульфидов, вероятно, частично принимали участие также гидротермы, генетически связанные с зонами гранитообразования в позднеселецкий этап тектогенеза.

Медноколчеданные руды вскрыты пока только одной скважиной среди кварц-серицитовых и плагиоклаз-кварц-хлоритовых сланцев, где пересечена рудная зона, представленная сплошными, густовкрапленными и богатыми прожилково-вкрапленными пиритовыми, халькопирит-пиритовыми и редко сфалерит-пиритовыми рудами. Текстура руд: массивная, густовкрапленная, прожилково-вкрапленная, редко гнездовая. Структура их: панидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая. Минеральный сос-

тав (в %): пирит (75-80), халькопирит (0-10), сфалерит (0-10), пирротин (р.з.), магнетит (р.з.).

Халькопирит развит среди пиритовых руд в виде вкрапленности и прожилков. Сфалерит также участками образует мало-мощные прожилки, гнезда и мелкую вкрапленность в пиритовом оруденении. Содержание компонентов в рудах колеблется в следующих пределах (%): медь - 0.023-5.60, цинк - 0.05-3.36, свинец - 0.02-0.09, кобальт - 0.005-0.069, никель - 0.004-0.010.

Характер взаимоотношения медноколчеданного и сульфидного медно-никелевого оруденения не ясен.

Бураковский перидотит-габбро-норитовый расслоенный массив

Бураковский массив основных и ультраосновных пород является одним из крупнейших дифференцированных плутонов Балтийского щита. Его общая площадь составляет около 700 км² при длине 50 км и ширине 13-17 км. По своим размерам он сопоставим с массивом Садбери. Коренные породы массива, за исключением единичных разрозненных выходов, практически полностью перекрыты четвертичными отложениями. В связи с этим основными источниками получения информации о строении и составе массива являются данные геофизических и буровых работ.

Бураковско-Аганозерская группа магнитных аномалий была выявлена в 1949-1950 гг. Представление о Бураковско-Аганозерской аномалии как единой крупной зоне, протягивающейся в северо-восточном направлении от Онежского озера к юго-западному окончанию оз. Водлозеро, сложилось после проведения здесь гравиметрических исследований в 1963-1964 гг. (Э.К.Чечель). На основании данных А.И.Богачева (1971) Бураковский массив был отнесен к формации дифференцированных перидотит-габбро-норитовых интрузий.

Бураковский массив находится в западной части Водлозерского антиклинория, сложенного гнейсами, гранитоидами и мигматит-гранитами архея и нижнего протерозоя. Согласно схеме глубинного тектонического строения восточной части Балтийского щита (Цирульников и др., 1968), массив приурочен к области сочленения Северо-Онежского и Южно-Онежского блоков земной коры мощностью 37-40 км и контролируется глубинным разломом, разделяющим эти блоки. Время внедрения интрузии остается неясным, так как интервал фиксируемых геологических реперов широк. Породы массива, прорывая архейские и ранне-нижнепротерозойские образования, формировались в условиях уже консолидированной структуры. Верхний возрастной предел определяется прорыванием их дайками диабазов и габбро-диа-

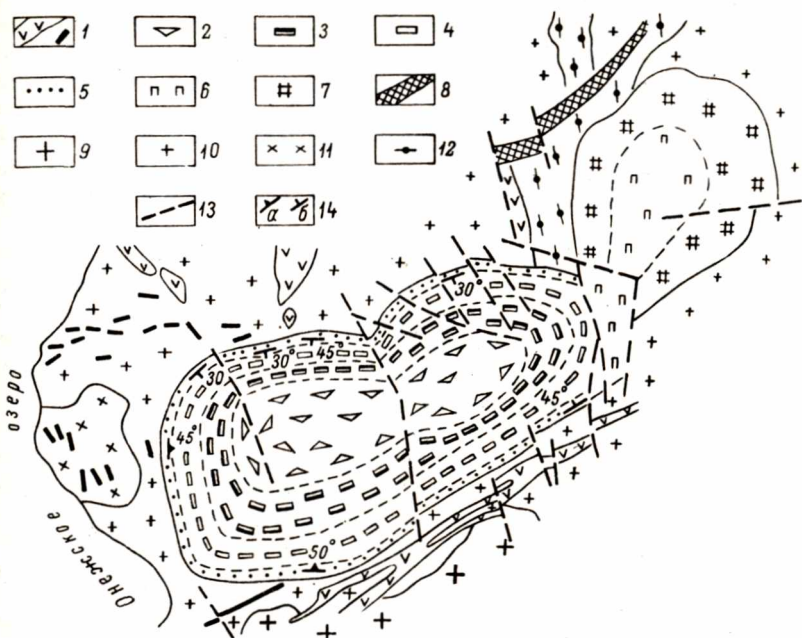


Рис. 18. Схема геологического строения Бураковского массива.

1 - дайки габбро-диабазов; 2 - габбро-норит-диориты; 3 - габбро-нориты верхней подзоны; 4 - габбро-нориты нижней подзоны; 5 - габбро-нориты, пироксениты и неравномернозернистые габбро-нориты и габбро-пегматиты краевой группы; 6 - габбро-нориты, плагиоклазиты, пироксениты, плагиоперидотиты (лерцолиты) и серпентиниты по ним; 7 - апооливинитовые серпентиниты; 8 - серпентиниты и амфиболиты Копполозерской интрузии; 9 - микроклиновые граниты; 10 - плагиомикроклиновые граниты, гнейсо-граниты, мигматиты; 11 - гранодиориты; 12 - плагиогнейсы; гнейсо-гранодиориты; 13 - разрывные нарушения; 14 - элементы залегания (трахитоидность, полосчатость) по геологическим (а) и геофизическим (б) данным.

базов, близких по петрохимическим особенностям с габбро-диабазами пудожгорского типа, относимых к верхнему (Кратц, 1959) или среднему (Светов, 1972) протерозою. Кроме того, породы Бураковской интрузии на различных уровнях разреза и в том числе ультраосновные прорываются жилами гранитов и пегматитов, не фиксируемых в габбро-диабазе, а также и в

осадочно-вулканогенных образованиях ятулия, развитых северо-западнее массива. Не претендуя на бесспорность, мы считаем не лишним геологического смысла представление о внедрении Бураковско-го массива в предьятулийскую (селецкую) эпоху складчатых движений, во время которых жесткий Водлозерский блок испытывал текто-но-магматическую активизацию, частным выражением которой яви-лось развитие разломов и поступление по ним больших масс основ-ной магмы.

Массив в плане имеет форму вытянутого в северо-восточном направлении овала (рис. 18). Согласно геофизическим данным, раз-ломами северо-западного простирания массив разделен на три бло-ка: Авдеевский (юго-западный), Шалозерский (центральный) и Ага-нозерский (северо-восточный). Соотношения блоков не изучены и прямые доказательства единства массивов, что главным образом относится к Аганозерскому блоку, часто отсутствуют. Вместе с тем имеющиеся данные по строению и петролого-петрохимическим осо-бенностям позволяют рассматривать блоки принадлежащими к единой Бураковской интрузии, сформированной в процессе одноактного внедрения и последующей дифференциации в камере плутона. Была ли эта единая камера или Аганозерский блок формировался в час-тично изолированных условиях пока не ясно. Во всяком случае пол-ностью отрицать возможность заполнения магмой двух в какой-то степени автономных камер преждевременно.

Один из вариантов расчета геофизических данных позволяет оценить залегание подошвы Авдеевского блока на глубине 7 км, Ша-лозерского — 4 км и Аганозерского — 1.5–3 км, т.е. в направлении на северо-восток происходит, вероятно, ступенчатое воздымание подош-вы интрузии за счет смещения блоков относительно друг друга.

Массив представлен сложнодифференцированной серией основ-ных и ультраосновных пород. Обобщенно в его вертикальном раз-резе выделяются снизу вверх: зона ультрабазитов, переходная зо-на чередования перидотитов, пироксенитов, плагиоклазитов и габбро-норитов (Аганозерский блок); зона габбро-норитов и зона габбро-норит-диоритов (Авдеевский и Шалозерский блоки). Кроме того, четко выделяются краевые габбро-нориты. Они составляют прикон-тактовые части Авдеевского и несомненно остальных блоков.

Контакты массива падают к центру под углом 50–30°. Трахи-тоидность габброидов, судя по замерам в керне скважин, изменяет-ся от 30 до 10°. Причем выполаживание происходит в направлении к центральным частям. В целом по крутому залеганию контактов, по-лоному залеганию трахитоидности и размещению дифференциатов внутренняя структура массива соответствует первично-расслоенным воронкообразным плутонам. Вследствие независимого от внешних ограничений внутреннего строения, т.е. чашеобразного размещения дифференциатов, в Авдеевском блоке ультраосновная зона не вскры-вается.

Ультрабазитовая зона составляет основную площадь Аганозерского блока. Скважинами вскрыты довольно однообразные хризотил-ликардитовые серпентиниты по оливинитам, содержащие в незначительных количествах псевдоморфозно замещенные интерстиционные ромбические (?) пироксены и редкие мелкие идиоморфные и неправильные зерна хромита. Юго-западнее оз. Аганозеро (ближе к средней части блока) скважинами вскрыты апоперидотитовые серпентиниты. Благодаря псевдоморфному характеру замещения отчетливо восстанавливается первичная гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая структуры. Замещенные оливины часто сохраняют правильную форму хорошо образованных кристаллов, а ромбические пироксены, выполняя интерстиционные промежутки, образуют изометричной сложноветвистой формы оюкокристаллы. Количество включенных в них зерен оливина очень велико и по существу пироксен играет роль цемента выполнения. Участками в серпентинитах присутствуют интенсивно измененные интерстиционного характера плагиоклазы. Рудные минералы в апоперидотитовых серпентинитах представлены зернами и жилками магнетита, изредка тонкими жилками сульфидов.

В центральной части блока в районе оз. Аганозеро в обнажениях и горных выработках вскрываются среднезернистые перидотиты и пироксениты с хорошо сохранившимися первичным составом и структурами. Основными минералами перидотитов являются оливин (10-80%) и авгит (15-85%), т.е. состав пород меняется от богатого оливином лерцолита до оливинсодержащего вебстерита и авгитита. Постоянно присутствует бронзит (2-20%, обычно 3-6%) и ограниченно - плагиоклаз (0-8%). Структуры пород гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые и псевдоморфные. Оливин образует частью идиоморфные, частью округлые и неправильные корродированные пироксеном зерна. Авгит присутствует в виде удлиненных, овальных и изометричных, часто субидиоморфных зерен. С плагиоклазом их границы правильные, четкие, а между собой особенно в среднекрупнозернистых оливиновых пироксенитах зазубренные, с глубокими „заливами“ и включениями участков соседних зерен. Бронзит присутствует как в виде крупных ксеноморфных, так и в виде мелких и крупных интерстиционных и коронопойкилитовых зерен. В бронзите часто присутствуют включения оливина и авгита. Плагиоклаз развит не повсеместно и образует неправильные интерстиционные зерна.

На юго-западном берегу оз. Аганозеро скважиной вскрыта верхняя часть разреза Аганозерского блока, представленная до глубины 296 м среднезернистыми габбро-норитами и далее до глубины 400 м чередующимися слоями перидотитов, пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро-анортозитов и анортозитов. По разрезу скважины магнетиальность бронзита увеличивается от 66-74% ($MgSiO_3$) в габбро-норитах до 80-85% в зоне чередования ультрабазитов. Так же изменяется и основность плагиоклаза: в габброноритах его состав колеблется в пределах 50-58% An , а в ультрабазитах - 53-61 An .

Таким образом, в Аганозерском блоке оливиниты нижней части разреза постепенно сменяются перидотитами с возрастающей ролью пироксена (бронзита) и плагиоклаза. Средняя часть разреза представлена полосчатой серией лерцолитов, вебстеритов и верлитов с переменным содержанием оливина, авгита и плагиоклаза. Характерно, что ведущую роль здесь приобретают моноклинные пироксены, частью или полностью представляющие, как и оливин,кумулятивную фазу, в то время как ромбический пироксен и плагиоклаз кристаллизовались в ограниченном количестве из интеркумулятивной жидкости. В верхней части разреза пироксениты (авгититы и бронзитовые авгититы) постепенно, путем чередования со слоями габбро-пироксенитов, габбро-анортозитов и анортозитов переходят в среднезернистые габбро-нориты, венчающие разрез Аганозерского блока. Мощности зон и их размещение по площади неизвестны.

В составе Авдеевского блока, рассматривающегося в качестве верхней части Бураковского массива, выделяются три основные зоны дифференциатов, последовательно сменяющие друг друга по разрезу: нижняя зона переслаивания пироксенитов, габбро-пироксенитов и габбро-норитов; средняя зона равномернозернистых габбро-норитов и верхняя зона габбро-норит-диоритов.

В основании разреза залегают краевые габбро-нориты. Их мощность, по данным бурения, колеблется примерно от 7-8 до 40 м. Габбро-нориты неоднородны по зернистости, состоят из идиоморфных индивидуализированных зерен бронзита, ксеноморфных зерен авгита, корродирующих бронзит, и пойкилитового плагиоклаза. Характерно присутствие кварца и микропегматита, выполняющих интерстиционные промежутки (4-7%), биотита (1-2%). Плагиоклаз и пироксен иногда образуют пегматоидные сростания. В направлении к контакту зернистость габбро-норитов уменьшается и в зоне непосредственного контакта они представлены мелкозернистыми разновидностями.

Залегающая выше зона переслаивания (мощность первые сотни метров) представлена чередованием габбро-норитов, габбро-пироксенитов и пироксенитов авгитового и плагиоклаз-бронзит-авгитового состава, с широким развитием неравномернозернистых крупно- и грубозернистых и такситовых текстур. Строение и состав зоны переслаивания подобны всему обрамлению Авдеевско-Шалозерской части массива. Исключение составляет южная приконтактная часть Авдеевского блока, усложняющаяся присутствием линзовидного пласта перидотитов-пироксенитов мощностью, по-видимому, 200-300 м.

Лерцолиты, составляющие нижнюю большую часть пласта, по петрографическим особенностям подобны лерцолитам Аганозерского блока. Они сложены идиоморфными, частью корродированными зернами оливина ($21\% \text{Fe}_2\text{SiO}_4$) и ксеноморфными пойкилитовыми зернами бронзита и авгита. Постоянно присутствует интерстиционный плагиоклаз (2-10%) и в незначительном количестве (0,5-2%)

магнетит и хромит. Верхняя часть пласта представлена плагиоклаз-содержащими пироксенитами. В отличие от преимущественно авгитовых пироксенитов Аганозерского блока, в которых авгит является кумулятивным минералом основная масса породы (65–75%) сложена идиоморфными зернами бронзита (26% Fe_2SiO_3), среди которых авгит образует ксеноморфные пойкилитовые зерна. Таким образом, перидотиты и авгит-бронзитовые пироксениты линзовидного пласта южной приконтактной зоны Авдеевского блока не могут рассматриваться как прямые аналоги конкретной части разреза ультрабазитов Аганозерского блока.

В западной и северной приконтактных зонах Бураковского и Шалозерского блоков ультраосновные разновидности представлены только средне- и крупнозернистыми пироксенитами. Они занимают приподожвенную часть, отделяясь от контактовой поверхности массива горизонтом краевых габбро-норитов, и составляют однородные или переслаивающиеся с габбро-норитами прослои суммарной мощностью 15–45 м. Минимальная мощность отдельных прослоев (при переслаивании) составляет один или несколько метров. Колеблущиеся мощности и различный уровень размещения пироксенитов в разрезах скважин свидетельствуют о сложном невыдержанном, а возможно, и прерывистом характере горизонта последних.

Пироксениты состоят из авгита (75–96%), бронзита и плагиоклаза. Бронзит встречается не повсеместно и в небольшом количестве. Содержание плагиоклаза изменчиво, так что в пределах пироксенитовых прослоев отмечаются частые отклонения к габбро-пироксенитам, меланократовым габбро и габбро-норитам. Для них характерны неравномернозернистая, среднезернистая и крупнозернистая, участками такситовая текстуры, гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая структуры. Авгит образует изометрично-угловатые и длиннопризматические неправильные зерна размером от нескольких миллиметров до 1,5 см и более. По отношению к плагиоклазу авгит обнаруживает довольно резкий идиоморфизм, и в тех случаях, когда авгиты полностью или частью разобщены плагиоклазом, они имеют вид субидиоморфных призматических кристаллов. Бронзит более идиоморфен по отношению к авгиту и корродируется им. Плагиоклаз выполняет интерстиции между пироксенами и образует крупные пойкилитовые зерна или гнездовые скопления.

Пироксениты по разрезу выше сменяются неравномернозернистыми габбро-норитами, отличающимися большой изменчивостью состава, структурных и текстурных особенностей. Различаются чередующиеся между собой разновидности со среднезернистым, крупно- и гигантозернистым сложением, лейкократовые, мезократовые и меланократовые пегматоидные габбро-нориты и габбро-пегматиты. Переходы между разновидностями постепенные. Мощность неравномернозернистых габбро-норитов колеблется от первых десятков метров до 150 (?) м. Структура пород габбровая, гипидиоморфнозерни-

тая, иногда габброофитовая. Количественные соотношения пироксенов и плагиоклаза весьма изменчивы, а их структурные соотношения между собой сложные и нередко противоречивые. В основном преобладает плагиоклаз, образующий крупные изометричные неправильные зерна, а также крупные и мелкие призматические кристаллы. Последние иногда имеют более идиоморфные очертания по сравнению с пироксенами. Содержание анортита в плагиоклазе по разрезу изменяется от 34 до 46%. Бронзит и авгит в большинстве представлены неправильными зернами с некоторым преобладанием идиоморфизма у бронзита. Часть зерен того и другого содержат пластинчатые и каплевидной формы продукты распада твердого раствора. Плагиоклаз и авгит иногда находятся в пегматоидных сростаниях. Магнетит присутствует в виде рассеянной вкрапленности, а в пегматоидных разновидностях — в виде крупных гнездовых скоплений. Почти постоянно содержатся кварц, микроклин, микропегматит, апатит и биотит. Их присутствие, а также крайняя неравномерность сложения и переходы в пегматоидные разновидности и габбропегматиты указывают на участие в их образовании остаточных растворов, обогащенных кремнеземом, щелочами и летучими компонентами.

За исключением узкой каймы габбро-норитов основания, пироксенитов и неравномернозернистых габбро-норитов, составляющих, по-видимому, специфическую по условиям образования краевую группу пород, вся площадь Авдеевского блока сложена зонами габбро-норитов и габбро-норит-диоритов. Габбро-нориты разделяются на верхнюю и нижнюю подзоны.

Габбро-нориты нижней подзоны постепенно сменяют неравномернозернистые габбро-нориты краевой группы и составляют внешнюю часть площади блока. От габбро-норитов верхней подзоны (так называемых „коричневых” габбро-норитов) они не имеют существенных отличий, а по химизму можно считать их полностью идентичными. Это видно при прямом сравнении химических составов (ан. 9 и 10, табл. 5) и по совмещению полей фигуративных точек анализов пород на петрохимической диаграмме (рис. 19). В отличие от габбро-норитов верхней подзоны, практически не содержащих магнетита, в габбро-норитах нижней подзоны присутствуют в небольшом количестве рассеянные зерна магнетита.

Габбро-нориты представляют собой среднезернистые трахитоидные мезократовые породы габбровой и субгабброофитовой структуры. Ортопироксены габбро-норитов образуют неправильные удлиненные или изометричные зерна, а также крупные прихотливо ветвящейся формы кристаллы. Последние обычно выглядят в шлифах как гнездовые скопления зерен с единой оптической ориентировкой. По составу ортопироксены принадлежат к гиперстену с железистостью около 40%. Моноклинный пироксен (авгит) образует ксеноморфные зерна. Как и в ромбическом пироксене, в нем содержатся

пластинчатые и каплевидные продукты распада твердого раствора. Границы с гиперстеном неровные, часто коррозионные. Плаггиоклаз образует таблитчатые, широкие удлиненные или узкие призматические зерна. Состав плаггиоклаза изменяется в пределах от 40 до 55% An .

В габбро-норитах скважинами вскрываются участки мощностью от нескольких метров до десятков метров мелкозернистых плаггиопироксенитов и меланократовых норитов. Ранее (Богачев, 1971) на основании наблюдений в скв. 1 подобные образования рассматривались как жильные тела. В отличие от окружающих габбро-норитов ортопироксен в них более магнезиален и представлен идиоморфными зернами бронзита. Плаггиоклаз также более основного состава (52–53% An), образует ксеноморфные интерстиционные и пойкилитовые зерна. Клинопироксен (5–10%) развит в виде крупных пойкилитовых зерен, корродирующих ортопироксен.

Габбро-норит-диориты являются наиболее поздним членом в ряду последовательных дифференциатов Бураковского массива. От

Таблица 5

Средние химические составы пород Бураковской интрузии

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	34.82	41.70	49.4	36.25	40.66
TiO_2	0.06	Следы	0.09	0.23	0.19
Al_2O_3	0.31	1.10	2.7	2.49	3.93
Fe_2O_3	9.97	8.10	2.4	6.06	5.85
FeO	2.46	3.47	5.86	5.64	6.02
MnO	0.13	0.28	0.24	0.16	0.26
MgO	36.12	28.14	22.16	34.55	29.31
CaO	0.60	4.73	13.79	1.11	3.49
Na_2O	0.03	0.20	0.40	0.04	0.31
K_2O	0.11	0.00	0.1	0.05	0.17
P_2O_5	0.06	0.02	0.02	0.04	0.07
H_2O	—	—	—	—	0.48
П.п.п.	15.1	11.40	2.86	13.15	8.94
Cr_2O_3	0.23	—	—	0.33	0.50
NiO	0.3	—	—	0.26	0.20
CoO	0.022	—	—	0.02	0.02
CuO	0.01	—	—	0.004	0.003
V_2O_5	—	—	—	0.03	0.03
S	0.03	—	—	0.06	0.05
Сумма	100.07	99.24	100.02	100.47	100.50

Таблица 5 (продолжение)

Окислы	6	7	8	9	10
SiO ₂	51.05	52.46	54.02	54.07	50.22
TiO ₂	0.28	0.40	0.50	0.35	1.82
Al ₂ O ₃	4.24	5.42	16.20	16.80	15.27
Fe ₂ O ₃	1.92	1.50	1.29	1.27	4.79
FeO	8.64	6.56	5.67	6.07	9.43
MnO	0.24	0.19	0.13	0.13	0.15
MgO	25.14	15.92	7.24	7.00	4.33
CaO	4.57	13.9	10.25	9.80	8.26
Na ₂ O	0.52	1.15	3.21	3.20	3.57
K ₂ O	0.14	0.26	0.55	0.40	0.63
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.06	0.03	0.08
H ₂ O	0.34	0.27	0.12	0.1	0.11
П.п.п.	2.15	1.57	0.96	0.85	1.35
Cr ₂ O ₃	0.50	0.27	0.01	Следы	0.009
NiO	0.13	0.07	0.05	0.024	0.02
CoO	0.012	0.01	0.005	0.007	0.01
CuO	0.003	0.009	0.007	0.06	0.03
V ₂ O ₅	0.02	0.05	0.02	0.018	0.20
S	0.03	0.02	0.05	0.03	0.07
Сумма	100.04	100.08	100.34	100.21	100.35

Примечание. Аганозерский блок: 1 – апооливинитовые серпентиниты (4), 2 – лерцолит (1), 3 – оливиновый авгитит (1); Авдеевский блок: 4 и 5 – плагиоклазсодержащий лерцолит (1 и 4), 6 – оливин- и плагиоклазсодержащий вебстерит, близкий к бронзититу (2), 7 – бронзит- и плагиоклазсодержащий авгитит (11), 8 – габбро-нориты нижней подзоны (11), 9 – габбро-нориты верхней подзоны (13), 10 – габбро-норит-диориты (21). В скобках – количество анализов.

подстилающих габбро-норитов они отличаются меньшим количеством пироксенов и, в частности, ортопироксена, более низкой основностью плагиоклаза (40–31% An), большей железистостью гиперстена и высоким содержанием титаномагнетита (3–6%). Эти различия находят резкое выражение в химическом составе породы (табл. 5, ан.10, рис. 19). По сравнению с габбро-норитами в них содержится больше железа, титана, щелочей и значительно меньше магния.

Петролого-петрохимические особенности пород Бураковского массива показывают, что он сложен тремя сериями (зонами) пород: оливинит-лерцолит-вебстеритовой, габбро-норитовой и габбро-норит-

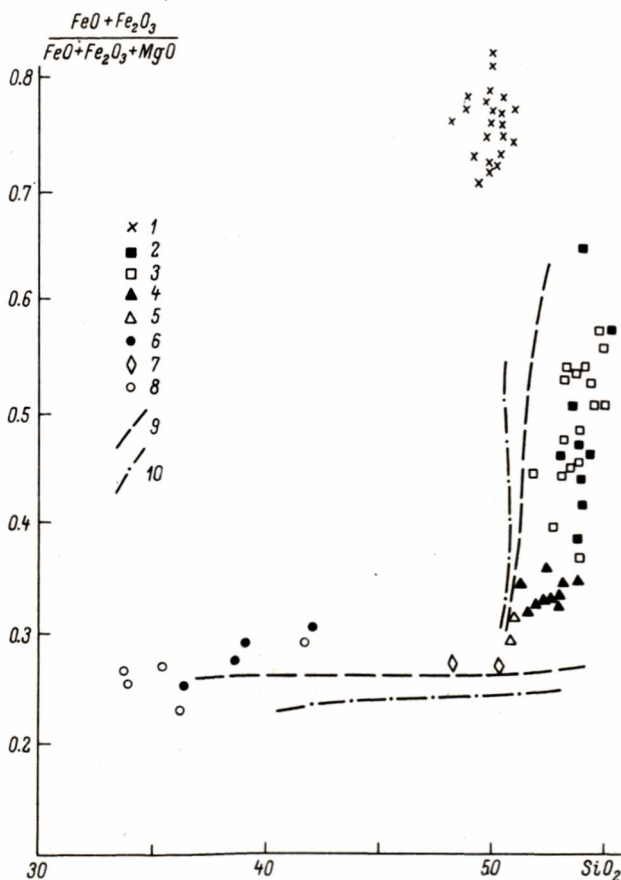


Рис. 19. Диаграмма $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ для пород Бураковс-
кого массива.

Авдеевский блок: 1 - габбро-норит-диориты, 2 - габбро-нориты
верхней подзоны, 3 - габбро-нориты нижней подзоны, 4 - пироксе-
ниты (бронзит-авгитовые), 5 - пироксениты (авгит-бронзитовые),
6 - лерцолиты; Аганозерский блок: 7 - пироксениты (бронзит-ав-
гитовые), 8 - апооливинитовые и апоперидотитовые серпентиниты;
9 - интрузия Кивакка; 10 - Мончегорский массив.

диоритовой, возникшими в процессе гравитационно-кристаллизационной дифференциации магмы Бураковской интрузии. Неполные сведения о разрезе интрузии не позволяют рассчитать состав исходного расплава, но тем не менее по последовательно образованным продуктам кристаллизации восстанавливаются характерные для расслоенных интрузий направления дифференциации.

На ранних стадиях активная аккумуляция магнезиальных минералов, приведшая к формированию ультраосновной оливинит-лерцолит-вебстеритовой серии пород, определяла последовательное обогащение расплава кремнеземом, щелочами, алюминием, кальцием, и обеднение железом и магнием, т.е. на ранних стадиях расплав эволюционировал по известково-щелочному (боуэновскому) направлению.

Как ранее отмечалось, переход от ультраосновной зоны к габбро-норитовой изучен недостаточно. Однако исходя из состава пород габбро-норитовой зоны, очевидным является изменение дифференциации в сторону резкого увеличения коэффициента фракционирования, обусловленное относительным возрастанием содержания железа по отношению к магнию при их общей тенденции к уменьшению абсолютных содержаний и при сохранении постоянным содержания кремнезема (рис. 19). При этом также происходит увеличение содержания щелочей, уменьшение кальция (при постоянстве суммы сильных оснований и отношения $\frac{Si}{Si+Al}$). Данное направление дифференциации можно рассматривать как промежуточное между известково-щелочным, ведущим к накоплению кремнезема и щелочей, и крайним толеитовым (феннеровским), ведущим к абсолютному накоплению железа при постоянстве содержания кремнезема.

Для поздних этапов фракционной кристаллизации расплава, приведших к формированию габбро-норит-диоритовой серии пород, устанавливается феннеровское направление дифференциации, происходящее при постоянстве содержаний кремнезема и магния, сопровождаемое абсолютным увеличением содержаний железа, щелочей, уменьшением кальция. От предшествующей габбро-норитовой серии эта серия отличается несколько меньшими содержаниями кремнезема, магния, кальция, большими — железа, щелочей, титана.

Таким образом, для Бураковского массива устанавливается последовательная смена трех взаимно обусловленных направлений дифференциации: известково-щелочного, промежуточного и толеитового (феннеровского). Первые два типичны для расслоенных интрузий перидотит-габбро-норитового формационного типа, несущих медно-никелевую минерализацию (Бушвельд, Мончегорский плутон на Кольском полуострове, массив Кивакка в Северной Карелии и др.).

Сопоставление с Мончегорским плутоном (Козлов, 1973) и массивом Кивакка (Лавров, 1971) показало, что габброидные серии Бураковского массива помимо отсутствия (?) в них норитовой группы пород отличаются в целом меньшей основностью плагиокла-

за, что обусловило несколько большее в них содержание кремнезема и натрия, меньшее кальция.

Принадлежность Бураковского массива к формации расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий, с которой связаны месторождения хрома, никеля и титана, глубокая степень его дифференцированности (от оливинитов до габбро-норитов), значительные размеры, сопоставимые с лополитом Садбери, позволяют положительно оценивать Бураковский массив как потенциальный источник ряда рудных полезных ископаемых, в первую очередь никеля. Выявление формы возможного проявления этих рудных полезных ископаемых находится в прямой зависимости от дальнейшего геолого-петрологического изучения массива.

ЗАПАДНО-КАРЕЛЬСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Пластовые интрузии габбро-диабазов Центральной и Южной Карелии

На площадях распространения средне- и верхнепротерозойских осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований Центральной и Южной Карелии широко распространены пластовые интрузивные тела габбро-диабазов, которые в связи с их медно-сульфидным и титаномagnetитовым оруденением уже давно привлекают внимание исследователей (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935; Кратц, 1954, 1963).

По данным палеовулканологических исследований, проводимых в последние годы Институтом геологии Карельского филиала АН СССР, развитые в среднем и верхнем протерозое Карелии вулканогенные породы рассматриваются в составе нескольких последовательно формировавшихся вулканических комплексов, каждый из которых, кроме излившихся (эффузивных) образований, содержит различное количество комагматичных интрузивных (субвулканических) образований. Сформированные в течение среднего протерозоя ятулийский (сегозерско-надвоицкий в понимании В.М.Тимофеева, 1935), заонежско-лижемский, суйсарский и вепский вулканические комплексы содержат то или иное количество пластовых интрузивных тел габбро-диабазового или перидотитового составов.

В геологической истории платформенного этапа развития карелид Карелии выделяется таким образом несколько возрастных групп пластовых интрузивных тел габбро-диабазов: среднепротерозойская (ятулийская) группа - габбро-диабазы ятулийского вулканического комплекса; среднепротерозойская (ятулийская) группа - габбро-диабазы заонежско-лижемского вулканического комплекса; среднепротерозойская (вепсская) группа - габбро-диабазы вепско-

го вулканического комплекса; верхнепротерозойская (рифейская) группа – габбро–диабазы салминского вулканического комплекса.

За последние годы получено много нового геологического и химического фактического материала по пластовым телам габбро–диабазов Центральной и Южной Карелии, позволяющего рассмотреть эти образования в формационном аспекте. Для формационного анализа взяты следующие силлы (пластовые интрузии) габбро–диабазов Медные Горы, Койкарский, Пудожгорский, Кондопожский, Западно-Кондопожский, Ропручейский (дер. Ропручей, ур. Голодай Гора, дер. Остречины) и Валаамский.

Геолого–петрографическая характеристика силлов габбро–диабазов. В составе ятулийского вулканического комплекса пластовые и пластово–секущие силлы габбро–диабазов установлены в пределах многих вулканических зон Карелии. В пространственном размещении силлы габбро–диабазов приурочены в основном к зонам глубинных магмоконтролирующих разломов, которые осуществляли пространственную локализацию как вулканических эруптивных центров, так и подводящих каналов силлов. В связи с этим интрузии габбро–диабазов чаще всего тяготеют к зонам эпицентров вулканической деятельности, образуя в ряде случаев пространственно сближенные группы тел. Подобное размещение морфологически разнообразных тел габбро–диабазов (силлы, дайки, штоки) установлено, например, в районе озер Елмозеро, Сегозеро, Янгозеро, Чинозеро, р. Кумсы (силл Медные Горы), пос. Гирвас (Койкарский силл), восточного побережья Онежского озера (Пудожгорский силл).

Пластовые тела габбро–диабазов в ятулийских структурах прослеживаются по простиранию на расстояния от 3–5 до 8–10 км, в редких случаях на десятки километров при мощности в несколько десятков метров. Силлы габбро–диабазов имеют в преобладающих случаях согласные, реже пологосекущие контакты с вмещающими породами, в целом не обнаруживают стратиграфической приуроченности к определенным частям разреза ятулийских образований, имеют четко выраженное контактное воздействие на вмещающие породы в кровле и подошве, массивное, полнокристаллическое сложение с зонами закалки в висячем и лежащем контактах, а также трахитоидные, шпировые, такситовые и пегматоидные текстуры в средних частях тел.

Главными породообразующими минералами силлов габбро–диабазов ятулийского комплекса являются плагиоклаз, представленный существенно альбитом (An_{0-8}), обыкновенная роговая обманка, биотит, свободный кварц, образующий совместно с плагиоклазом гранофировое вещество в крупнозернистых и пегматоидных зонах силлов, а аксессуарными минералами – апатит, турмалин, флюорит (редко) и рудные минералы (титаномagnetит и сульфиды – пирит, халькопирит, борнит и халькозин).

Габбро-диабазы постоянно в той или иной степени испытывают вторичное изменение — альбитизацию, хлоритизацию и эпидотизацию.

Силл Медные Горы, расположенный в районе среднего течения р. Кумсы, имеющий мощность 18 м и прослеженный по простиранию до 1,5–2 км, является типичным представителем верхнеятулийских габбро-диабазов, залегающих среди карбонатно-сланцевых пород верхнего ятулия Кумсинской структуры (Светов, 1972).

Несколько иными морфологическими и минералого-структурными особенностями характеризуются Койкарский и Пудожгорский силлы габбро-диабазов, рассматриваемые предположительно как верхнеятулийские.¹

Койкарский силл, прослеживающийся в структуре ятулийских осадочных и вулканогенно-осадочных образований от южного конца оз. Вакшеозеро через дер. Койкары вплоть до дер. Святнаволок на северном берегу оз. Пальеозеро на расстояние до 32 км, имеет выдержанную на всем протяжении мощность около 80 м. В разрезе у северного берега оз. Пальеозеро Койкарский силл габбро-диабазов имеет согласное залегание с вмещающими карбонатными породами верхнего ятулия, мощность 86 м и четко выраженное зональное строение. Подошву силла слагают мелкозернистые закаленные разности пород, переходящие постепенно по разрезу в средне- и крупнозернистые меланократовые габбро-диабазы. В зоне средне- и крупнозернистых габбро-диабазов устанавливается горизонт мощностью от 3 до 14 м с рудной титаномagnetитовой сегрегацией, четко прослеживающейся по простиранию. В средней части разреза мезократовые габбро-диабазы с бедной рудной титаномagnetитовой и сульфидной (пирит, халькопирит) вкрапленностью постепенно выше по разрезу переходят в лейкократовые крупнозернистые, вплоть до пегматоидных, разности габбро-диабазов. Далее по разрезу отмечается быстрая смена лейкократовых габбро-диабазов, вначале на мезократовые, а затем на меланократовые крупно-, средне- и мелкозернистые, переходящие в кровле силла в закаленные тонкозернистые разности.

Главными породообразующими минералами Койкарского силла габбро-диабазов являются плагиоклаз (альбит-андезин), моноклинный пироксен (диопсид), роговая обманка, биотит, кварц и рудные минералы (титаномagnetит и сульфиды железа и меди).

Все разновидности габбро-диабазов в той или иной степени амфиболизированы и хлоритизированы. Эпидотизации подвергаются только породы эндоконтактных зон силла.

Пудожгорский силл (интрузия), по данным предыдущих исследований, представляет наклоненное на юго-запад тело мощностью

¹ А.И. Богачев возраст Пудожгорского силла габбро-диабазов рассматривает как веппский.

от 130 до 180 м, залегающее в „онежских гранитах“, возраст которых большинством исследователей принимается как архейский. Интрузия четко расслоена и имеет следующий типичный разрез (от подошвы к кровле, по Е.А.Гедовиусу (1935 г.) с дополнениями):

а) мелкозернистый, афанитовый диабаз с маломощными жилками диабазового порфирита, мощность до 5 м;

б) среднезернистый лабрадоровый габбро-диабаз, мощность 20–40 м;

в) рудные габбро-диабазы, мощность 7–23 м;

г) безрудные габбро-диабазы, мощность 90–100 м;

д) лейкократовые габбро-диабазы, насыщенные микропегматитом, состав от кварцевого диабаз до гранодиорита, мощность до 80 м;

е) верхние контактовые диабазы, мощность до 10 м.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, пироксены, титаномагнетит, кварц, микроклин, альбит, биотит, апатит. Вторичные минералы представлены уралитовой роговой обманкой, лейкоксомом, эпидотом, хлоритом, тальком.

По материалам геологического картирования и палеовулканологического расчленения толщ основных пород Заонежского полуострова в нижней части разреза заонежско-лижемского вулканического комплекса установлено наличие не менее 9 согласно залегающих и переслаивающихся с вмещающими породами силлов габбро-диабазов, каждый из которых имеет среднюю мощность около 50–60 м.

В целом породы каждого из изученных силлов имеют близкий вещественный состав, главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (An_{2-10}) и моноклинный пироксен (авгит), реже присутствует обыкновенная роговая обманка. Породы содержат, кроме того, тонкую рассеянную вкрапленность титаномагнетита и сульфидов (пирита, реже халькопирита, халькозина или борнита). В той или иной степени габбро-диабазы подвергнуты амфиболизации, хлоритизации и реже эпидотизации. Силлы габбро-диабазов заонежско-лижемского вулканического комплекса выдержаны по простиранию на многие десятки километров. Они слагают большую часть территории Заонежского полуострова.

Западно-Кондопожский и Кондопожский силлы габбро-диабазов, развитые в районе г.Кондопоги, имеют примерно одинаковую мощность, равную 35–50 м, в подошве сложены мелкозернистыми разностями пород, переходящими постепенно в средне- и крупнозернистые, офитовые и пойкилоофитовые габбро-диабазы с пегматоидными участками альбитовых разностей. Кровлю силлов слагают средне- и мелкозернистые меланократовые разности пород.

Все известные выходы габбро-диабазов вепсского вулканического комплекса Западного Прионежья К.О.Кратц (1963) рассматривает как единую мощную пластовую интрузию среди толщи кварцитов, расчлененную поздними тектоническими нарушениями и после-

дующей эрозией. Интрузия расслоена на два основных горизонта; нормального габбро-диабазы и крупнозернистого лейкократового кварцевого диабазы — кварцевого сиенито-диорита, вероятно, с изменчивой мощностью. По представлениям А.П.Мартынова, среди вулканогенных осадочных отложений выделяются две группы диабазовых интрузий: ранняя и поздняя. Ранние пластовые интрузии метадиабазов приурочены к одному стратиграфическому горизонту — к зоне контакта нижней и верхней подсвиты шокшинской свиты (от с. Шелтозеро до устья губы Ропручей) и сложены метадиабазами, миндалевидными метадиабазами, эпидозитами. Миндалевидные разности развиты незначительно в приконтактных зонах силла.² Поздние интрузии представлены силлами диабазов и габбро-диабазов, залегающих на различных стратиграфических горизонтах от основания верхней подсвиты шокшинской свиты выше и ниже ранних метадиабазов.

Ропручейский силл обнажен в целом ряде тектонических блоков в синклинальной структуре Западного Прионежья. Его выходы известны в районе пос. Ропручей, дер. Педасельга, ур. Голодай Гора, а также вскрыты скважинами в окрестностях дер. Остречины, пос. Пай, дер. Яшозеро и др. Общая протяженность силла оценивается в несколько десятков километров. По данным поисково-разведочных работ, мощность силла достигает 230 м (Гарбар, Мильштейн, 1970). Силл сложен габбро-диабазами, крупнозернистыми кварцевыми габбро-диабазами (в основном в виде шпировых обособлений), амфиболизированными габбро-диабазами и афанитовыми приконтактными разностями. Главными породообразующими минералами являются пироксены (пижонит, диопсид, авгитпижонит), содержание которых колеблется от 25 до 45%, и плагиоклаз (35–55% An) в количестве от 35 до 45%. В меньших количествах содержится биотит в ассоциации с титаномagnetитом (3–5%), обыкновенная роговая обманка, апатит, хлорит, ортоклаз, микропегматит (до 5–10%). Контактные афанитовые разности содержат вкрапленники плагиоклаза и пироксена. Габбро-диабазы содержат жилы меланократовых альбит-роговообманковых пород и аплит-гранофировых пород мощностью 30–40 см, максимальной до 90 см. Минералогический состав жильных пород: плагиоклаз, роговая обманка, ортоклаз, кварц, хлорит, микропегматит, соссюрит, цоизит, апатит, титаномagnetит, лейкоксен и карбонат.

Характеристика вещественного состава верхнепротерозойского Валаамского силла габбро-диабазов салминского вулканического комплекса приведена А.И.Богачевым и др. в настоящем сборнике на с. 124.

Петрохимические особенности силлов. При рассмотрении средних химических составов изученных силлов

² А.П.Светов данные образования рассматривает как эффузивные.

Таблица 6

Средние химические составы силлов габбро-диабазов Центральной и Южной Карелии

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,56	47,65	49,98	47,97	48,99	50,23	50,70	51,07	53,44
TiO ₂	3,05	2,65	3,51	2,33	1,97	2,38	2,87	2,33	2,54
Al ₂ O ₃	12,13	13,88	11,63	12,53	12,03	12,56	14,68	12,34	13,27
Fe ₂ O ₃	6,79	6,31	4,36	8,65	2,95	3,28	3,30	4,55	4,96
FeO	9,75	11,49	15,07	7,86	11,58	12,13	12,04	11,60	7,47
MnO	0,12	0,20	0,19	0,26	0,23	0,20	0,20	-	0,34
MgO	5,34	4,26	2,88	6,13	6,41	4,63	3,57	4,23	3,38
CaO	6,83	7,99	6,40	8,22	9,05	8,76	7,76	8,53	6,07
Na ₂ O	4,29	3,56	3,16	2,03	1,91	2,89	3,08	2,84	3,29
K ₂ O	1,06	0,58	1,25	0,66	0,72	1,20	1,38	1,19	2,53
P ₂ O ₅	0,31	0,22	0,57	-	0,20	-	-	-	1,35
CuO	0,026	0,052	0,070	-	-	-	-	-	-
CoO	0,005	0,006	0,005	-	-	-	-	-	-
NiO	0,012	0,018	0,070	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	0,0064	-	-	-	-	-	-
S	0,14	0,07	0,116	-	0,09	-	-	-	-
H ₂ O	0,16	0,23	0,09	0,97	0,38	0,09	-	-	-
П.п.п	1,76	1,49	1,18	3,49	3,61	1,35	0,64	1,10	-
Сумма	100,23	100,60	99,53	101,04	100,12	99,70	100,22	99,78	-

Примечание. Среднепротерозойская (ятулийская) группа, габбро-диабазы ятулийского вулканического комплекса: 1 - силл Медные Горы, 2 - силл Койкарский, 3 - силл Пудожгорский; среднепротерозойская (ятулийская) группа, габбро-диабазы заонежско-лижемского комплекса: 4 - силл Кондопожский, 5 - силл Западно-Кондопожский (по Кайряку, 1973); среднепротерозойская (вепсская) группа, габбро-диабазы вепсского вулканического комплекса, Ропручейский силл: 6 - габбро-диабазы дер. Ропручей, 7 - габбро-диабазы ур. Голодай Гора, 8 - габбро-диабазы дер. Остречины; верхнепротерозойская (рифейская) группа, габбро-диабазы салминского вулканического комплекса: 9 - силл Валаамский.

габбро-диабазов (табл. 6) устанавливается их общая высокая железистость, титанистость, щелочность (особенно калиевость). Вместе с тем они характеризуются в целом пониженной магнезиальностью, нормальной известковистостью и глиноземистостью. При этом наименьшие вариации в средних составах имеют силлы, принадлежащие заонежскому (Кондопожский, Западно-Кондопожский) и вепсскому (Ропручейский) вулканическим комплексам. Более внутренне неоднородными и дифференцированными являются рудоносные силлы ятулийского (Койкарский, Пудожгорский) и салминского (Валаамский) вулканических комплексов.

Силлы заонежского комплекса отличаются малой титанистостью и щелочностью (особенно натрия), высокой известковистостью и магнезиальностью, что является их характерными особенностями.

Габбро-диабазы ятулийского комплекса характеризуются в общем минимальной кремнекислотностью, максимальной титанистостью, высокой суммарной железистостью, высокой концентрацией щелочей (особенно натрия). Эти силлы характеризуются общей высокой изменчивостью в содержаниях породообразующих окислов.

Габбро-диабазы вепсского вулканического комплекса по составу занимают в целом промежуточное положение между ятулийскими и заонежскими.

Валаамский силл габбро-диабазов верхнего протерозоя, по данным химического анализа, имеет наиболее высокую кремнекислотность, несколько повышенную глиноземистость и щелочность (особенно калия), в то же время обладает наиболее низкой общей железистостью, магнезиальностью и известковистостью.

Таким образом, изученные силлы габбро-диабазов различных возрастных групп характеризуются вариациями породообразующих окислов, более значительными между группами, чем внутри них. В то же время в ходе развития вулканизма идет выравнивание составов субвулканических тел к конечным этапам. В этом отношении наиболее контрастны по составу габбро-диабазы ятулийского и вепсского вулканических комплексов. Отмеченные особенности валового химического состава рассматриваемых силлов габбро-диабазов находят свое отражение в степени их внутренней неоднородности. В целом для разновозрастных силлов габбро-диабазов в ходе геологической эволюции от ятулия до рифея устанавливается общее увеличение кремнекислотности, калиевости, а также параллельное снижение степени магнезиальности и железистости последовательно формировавшихся силлов, что вообще характерно для подобных образований платформенных этапов развития.

При анализе распределения сильных оснований в ходе магматической эволюции исходных расплавов устанавливается направленное увеличение роли калия от ранних к более поздним интрузивным образованиям (рис. 20). В целом характер изменения общей щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в зависимости от кремнекислотности явля-

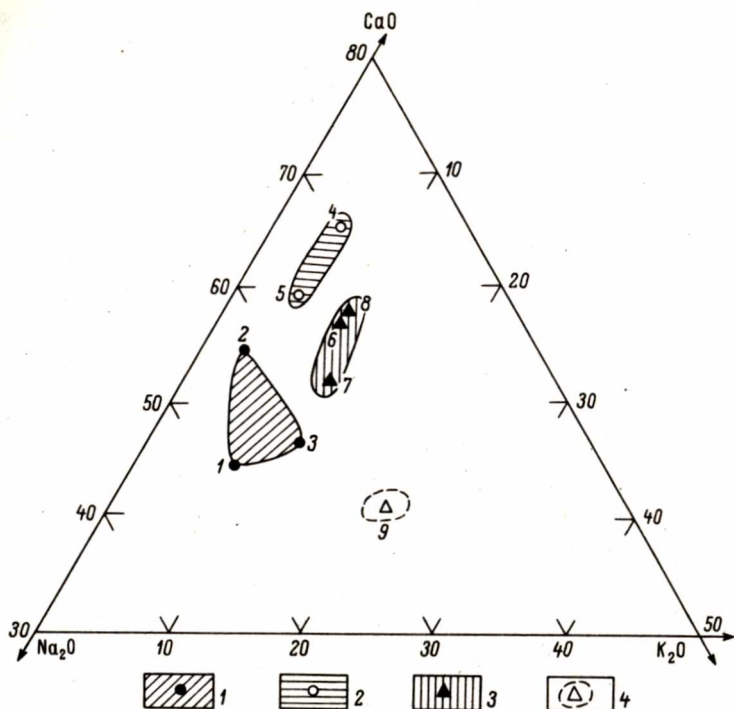


Рис. 20. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ средних составов силлов габбро-диабазов.

Вулканические комплексы: 1 – ятулийский, 2 – заонежско-лижемский, 3 – вепсский, 4 – салминский. Цифры на диаграмме соответствуют средним составам следующих силлов: 1 – Медные Горы; 2 – Койкарский; 3 – Пудожгорский; 4 – Кондопожский; 5 – Западно-Кондопожский (по Кайряку, 1973); 6–8 – Ропручейский (6 – габбро-диабазы дер. Ропручей, 7 – габбро-диабазы ур. Голодай Гора, 8 – габбро-диабазы дер. Остречины); 9 – Валаамский.

ется довольно сложным, а составы рассматриваемых силлов ятулия, вепсия и рифея относятся к субизвестково-натровым, слабощелочным и щелочным, а заонежских силлов – к известково-щелочным петрогенетическим сериям.

Анализ распределения титана в зависимости от магнезиальности пород показывает, что эти элементы находятся в обратной корреляционной зависимости, свойственной вообще толеитовым сериям платформенных этапов геотектонического развития.

На диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{FeO}_2 + \text{FeO} + \text{MgO} - \text{SiO}_2$ средние составы проанализированных силлов занимают поле, вытянутое параллельно оси *F*. Общая направленность изменения химизма изверженных пород соответствует эволюции толеитовых природных серий и характеризуется ростом коэффициента железистости при сохранении постоянства содержаний кремнекислоты. Частные вариационные линии составов отдельных силлов габбро-диабазов свидетельствуют об усложнении путей изменения химических составов родоначальных магматических расплавов. Прежде всего в целом для изученных силлов можно предположить близкий состав родоначальной магмы (магм?). Однако реализация этого химического состава расплава в каждом конкретном случае в силу некоторых различий в соотношениях главных породообразующих окислов и вследствие различного структурно-тектонического положения силлов осуществляется различными путями. В частности, наименее дифференцированные силлы заонежско-лижемского вулканического комплекса (Кондопожский и Западно-Кондопожский) имеют наиболее короткие вариационные линии. В то же время дифференцированные силлы ятулия (Койкарский и Пудожгорский), рифея (Валаамский) имеют сложные линии, свидетельствующие о сочетании путей как толеитовой, так и известково-щелочной эволюции. Койкарский и Пудожгорский силлы имеют по существу единый характер изменения химизма исходного расплава, лишь с незначительными различиями в валовом составе. На стадии формирования рудных горизонтов наблюдается резкое сокращение кремнекислоты, а при дальнейшей (конечной) раскристаллизации — преимущественное накопление SiO_2 с небольшим размахом колебаний общей железистости. Валаамский силл, по имеющимся химическим анализам, обладает устойчивой и направленной эволюцией кристаллизовавшегося расплава с общим увеличением SiO_2 (известково-щелочная тенденция). Такое разнообразие в основных путях эволюции химических составов силлов является следствием различий в физико-химических условиях кристаллизации в камерных условиях.

Обращает на себя внимание тот факт, что средние составы силлов занимают на диаграмме верхнюю часть толеитовой ветви, в то время как эффузивные образования нижнего, среднего ятулия и суйсария соответственно располагаются в средней и нижней частях этой линии. Подобное размещение фигуративных точек составов силлов и их эффузивных аналогов для конкретных вулканических комплексов свидетельствует прежде всего о том, что исходные расплавы для силлов могут быть сами по себе продуктами глубинной дифференциации более основных по составу магм, являющихся родоначальными для эффузивных образований. При этом глубинная дифференциация проходила либо на уровнях магмоотделения, либо промежуточных магматических очагов. Возникшие, таким образом, различия в составах магм были усилены в процессе камерной дифференциации.

В последние годы широкое развитие получило формационное направление в расчленении магматических образований Карелии. Исходя из принадлежности пластовых интрузий Южной и Центральной Карелии к платформенным образованиям региона и общих палеовулканических особенностей средне-верхнепротерозойского вулканизма, а также принимая во внимание комагматические соотношения силлов габбро-диабазов с продуктами поверхностных излияний лав и учитывая особенности химического состава исходных и родоначальных расплавов и их эволюцию, охарактеризованные выше изверженные породы рассматриваются в составе габбро-периодит-базальтовой (прототрапповой) формации, составными членами которой являются габбро-диабазовые субформации ятулия и вепсия, а также трахидолеритовая рифея. В зависимости от валового химического состава и условий формирования силлов габбро-диабазов находятся их металлогенические особенности. Петрохимическая эволюция родоначальных и исходных магм отражает металлогеническую специализацию габбро-диабазов разновозрастных групп.

С наиболее основными и наименее дифференцированными силлами Заонежья связана медно-сульфидная минерализация существенно халькозинового состава, которая образует вкрапленные зоны преимущественно в нижних частях крупных силлов. С наиболее дифференцированными ятулийскими габбро-диабазам в Южной Карелии связана промышленная титаномагнетитовая минерализация (Пудожгорское, Койкарское, Святнаволоксское месторождения). Пластовой формы сегрегационно-магматические рудные тела образуют выдержанные по простиранию силлов залежи.

Однако не все силлы, обладающие достаточно высокой степенью дифференцированности, имеют титаномагнетитовое оруденение. Рудные зоны устанавливаются, как правило, в тех силлах, которые формировались из расплавов, первоначально обогащенных железом и титаном. При этом реализация первичной повышенной железистости и титанистости исходных расплавов происходит в условиях камерной дифференциации при замкнутой кристаллизующейся системе.

Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклиория

Суйсарский магматизм характеризуется полифациальностью (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935; Гилярова, 1941, и др.). В соответствии с принципами выделения фаций, предложенными Коптевым-Дворниковым и др. (1967), среди магматитов суйсария выделяются следующие фации: 1) эффузивная; 2) жерловая; 3) субвулканическая; 4) гипабиссальная.

Данные фации тесно связаны между собой пространственно (рис. 21) и генетически, и иногда наблюдаются непосредственные их взаимопереходы.

Эффузивная фация. Данная фация имеет наиболее широкое площадное развитие (около 250 км²). Она представлена толщей мощностью до 300–350 м, состоящей из покровов базальтов и их пирокластов, которые обычно переслаиваются с маломощными горизонтами вулканогенно-осадочных пород. Строение толщи характеризуется непостоянством. Так, в южной части вулканической области (о. Суйсари – пос. Соломенное – пос. Виданы) преимущественно развиты безоливиновые (плагиофировые, авгитофировые и полифировые) метабазальты, в то время как в северной (Линьгуба-Кончозеро-Гомсельга) – оливинсодержащие (оливинофировые и пикритовые) метабазальты. Установлены некоторые фациальные изменения и в широтном направлении. Эта неоднородность, очевидно, связана с существованием нескольких вулканических центров, которые отличались и по времени возникновения и составу изверженных продуктов.

Среди эффузивной фации наибольшее распространение получила лавовая субфация. Покровы, мощность которых обычно варьирует от 2–3 до 30–40 м, имеют неоднородное строение. Для краевых частей характерна миндалекаменная текстура, причем в подошве тел нередко отмечаются трубчатые миндалины. В кровельной части часто можно встретить автобрекчии, шлаки, гиалокластиты, шаровые лавы, изредка отпрепарированные поверхности типа „аа” или „пахойхой”.

Для пород, слагающих покровы, типична порфировая структура, где вкрапленники размерами от 0,5 мм до 1 см представлены в зависимости от типа метабазальта авгитом, плагиоклазом или оливином (обычно псевдоморфно замещен серпентином, боулингитом, хлоритом и изредка халцедоном или карбонатом). Авгит и плагиоклаз также нередко подвержены вторичным изменениям.

Основная масса, составляющая более 50% породы, представлена тонким агрегатом вторичных минералов (хлорит, альбит, актинолит, карбонат, рудный и др.), развивающихся по стеклу. При изучении особенностей минерального и химического состава последовательно залегающих друг на друге потоков в районе оз. Гомсельга установлено, что состав лав не является постоянным, а изменяется циклично. Одному циклу соответствует в разрезе 2–4 покрова, у которых от начала цикла к концу происходит постепенное увеличение оливина и соответственно изменение химического состава. Там выделяется не менее четырех циклов, что, вероятно, связано с процессами дифференциации магмы в промежуточных камерах.

Жерловая фация. К жерловой фации А.П.Светов и др. (Путеводитель ..., 1972) относят Ровкозерский некк, расположенный в 3,5 км к юго-востоку от г. Кондопоги, а также центры в районе о. Суйсари и Шидгубы. В.С.Куликов (1973) предполагает существование суйсарского маара в районе оз. Ангозеро. Учитывая небольшие размеры указанных некков, можно полагать, что они являлись подводными каналами для побочных вулканов.

Субвулканическая фация. Данная фация представлена дайками и силлами пикритов и габбро-диабазов. Наиболее интересным в петрологическом отношении является Тернаволоцкий силл. Интрузивное пластовое тело (возможно, многоэтажное) занимает площадь не менее 70 км² и обнажается на берегах и островах Кондопожского залива Онежского озера. В настоящее время детально изучен разрез этого силла на п-ве Тернаволок, где интрузивное тело протягивается в виде „бараньего лба“ на расстояние более 6 км с северо-запада на юго-восток. Силл залегает среди вулканогенно-осадочных образований заонежской свиты среднего протерозоя, собранных в пологие складки, осложненные поперечными и продольными разломами.

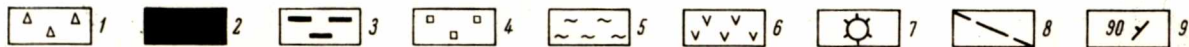
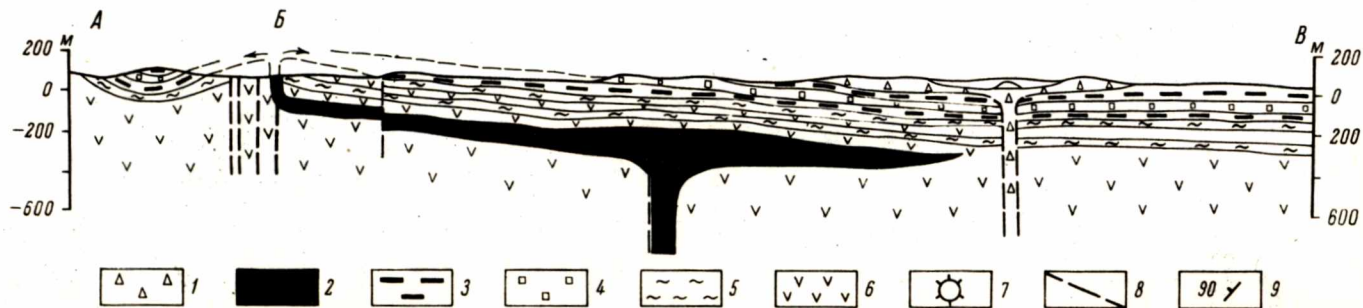
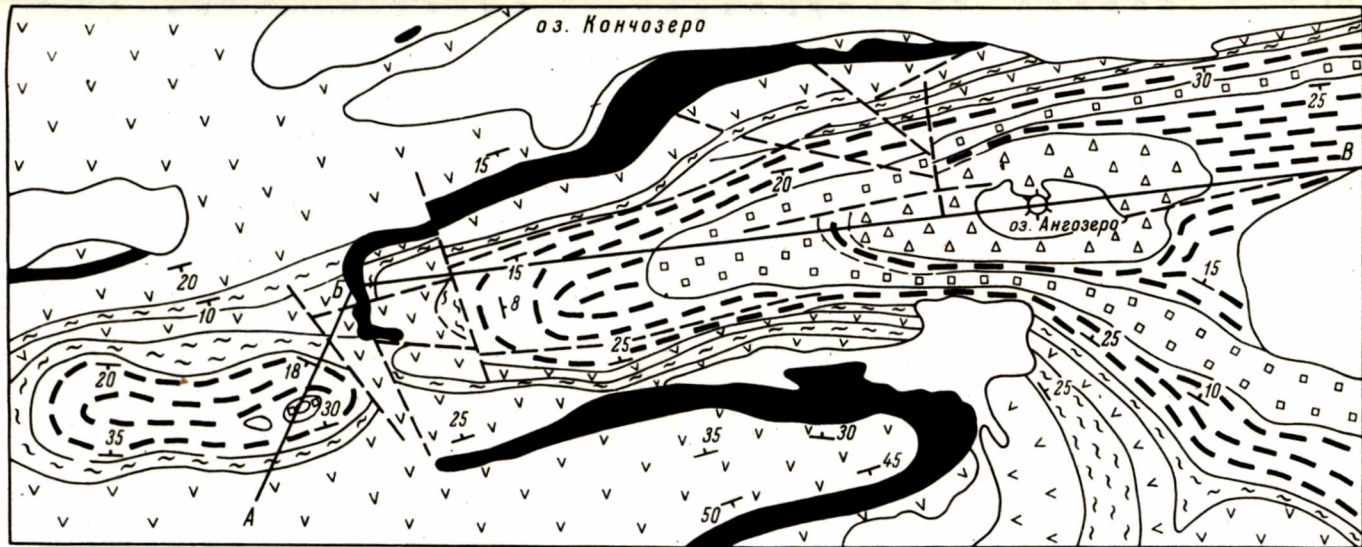
В разрезе тела на южном берегу оз. Кондиозеро установлены следующие горизонты (снизу вверх): а) оливинофировые базальты (зона закалки) – 0,6 м; б) пикриты – 35 м; в) оливиновые габбро-диабазы – 7 м; г) габбро-диабазы – более 20 м. Переходы между всеми породами постепенные, связанные с изменением их минерального состава и структуры. Характерно, что вверх по разрезу увеличивается количество плагиоклаза и уменьшается содержание оливина.

Распределение оливина, который обычно псевдоморфно замещен вторичными минералами, по двум изученным разрезам Тернаволоцкого силла (рис. 22), удаленным друг от друга на расстояние около 2,5 км, свидетельствует о большой роли гравитации в процессе формирования этого тела. Средневзвешенный состав интрузии отвечает пикритовой магме. Однако еще до момента внедрения она, очевидно, представляла собой кашеобразную массу, состоящую из кристаллов оливина и жидкости базальтового состава. Окончательная дифференциация произошла в процессе внедрения и остывания расплава. Следует подчеркнуть, что подобные пикритовые расплавы нередко достигали поверхности и формировали потоки базальтов эффузивной фации комплекса.

Гипабиссальная фация. Известные в настоящее время и изученные нами интрузивные образования суйсарского комплекса Онежской мульды немногочисленны и представлены ультрабазитовыми телами района озер Гомсельского, Кончозеро, Пертозеро (рис. 21). Интрузии в плане представлены большей частью прямолинейны-

Рис. 21. Геологическая карта района Кончозеро-Гомсельга.

- 1 – авгитофировые базальты; 2 – перидотиты, пикриты и связанные с ними габброиды; 3 – пикритовые и оливинофировые базальты; 4 – полифировые базальты; 5 – туфогенно-осадочные породы; 6 – диабазы; 7 – предполагаемый некк Ангозерского маара; 8 – разломы; 9 – направленные кровли пластов и лавовых потоков.



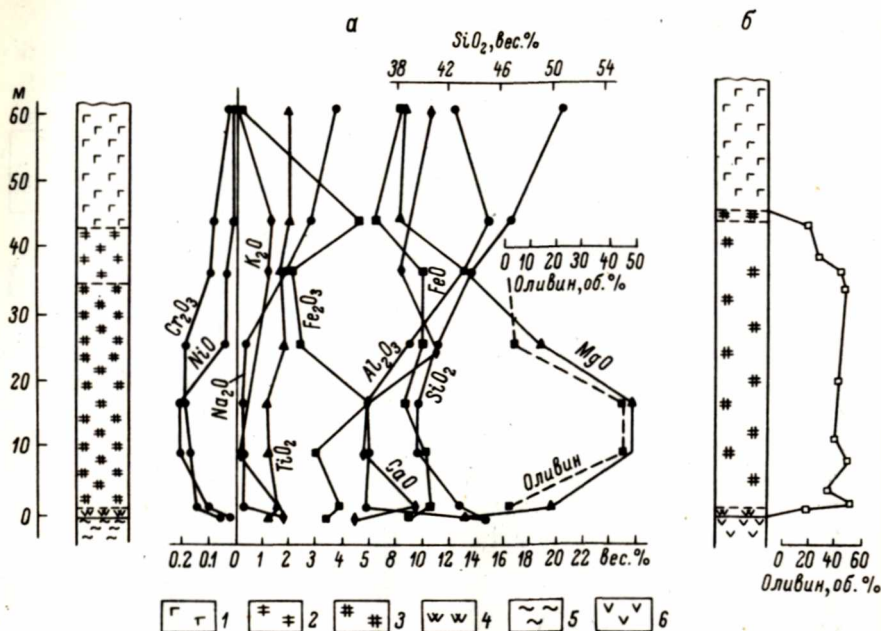


Рис. 22. Вариационные диаграммы Тернаволоцкого силла.

а - разрез у оз. Кондиозеро; б - разрез у дер. Тернаволока. 1 - габбро-диабазы; 2 - оливиновые габбро-диабазы; 3 - пикриты; 4 - оливинофирные базальты (зона закалки); 5 - туфосланцы; 6 - диабазы.

ми или дугообразными телами, которые прослеживаются по прости- ранию на 4-7 км при мощности до 200 м. В большинстве случаев интрузивные тела имеют согласные контакты с вмещающими поро- дами. Секущий характер интрузивных тел по отношению к напла- стованию отмечается лишь в зонах тектонических нарушений, подви- жек и дробления, в которые внедрялся ультраосновной расплав.

Внутреннее строение интрузивных тел неоднородно. Специа- лизация его заключается, с одной стороны, в повсеместном симметричном развитии эндоконтактных пикритов вдоль кровли и подошвы интру- зивных тел при наличии зон закалок в непосредственном контакте, а с другой - в намечаемой асимметрии строения внутренних частей массивов. Это подтверждается количественным соотношением по- родообразующих силикатов и их оптическими свойствами, химизмом и физическими характеристиками пород.

Строение эндоконтактной зоны перидотитовых интрузий не од- нородно. Здесь можно выделить собственно зону закалки и зону

пикритов, которые связаны между собой постепенными переходами. Собственно зона закалки отмечена в ряде мест кровли и подошвы Кончозерского массива на контакте с туфогенно-осадочными породами и диабазами. В обнажении линия контакта отчетливая и резкая, прямолинейная или извилистая.

Зона закалки представлена метаморфизованной апостекловатой массой (гиалопикрит) мощностью 2–6 см. В некоторых случаях апостекловатая зона отсутствует и с вмещающими породами контактируют пикриты. Гиалопикриты в виде жилоподобных выделений мощностью до 15–20 см наблюдаются среди вмещающих пород как непосредственно вблизи контакта, так и на расстоянии 20–25 м от него.

Кристаллическая фаза гиалопикрита представлена немногочисленными зернами клинопироксена и плагиоклаза, составляющими не более 15% породы. Клинопироксен ряда авгита образует зональные и часто сдвойникованные кристаллы изометричной или пластинчатой формы размером до 0.1–0.2 мм. Пластинчатый плагиоклаз размером до 1–2 мм сильно сосюртитизирован и развивается самостоятельно или довольно часто вместе с пироксеном. В районе перехода апостекловатой зоны закалки в пикриты появляются крупные округлые и ромбовидные размером до 3–4 мм хлоритовые псевдоморфозы по оливину. Основная масса гиалопикрита слабо раскристаллизована и представлена мельчайшими лейстами плагиоклаза, зернами пироксена и бурым трудно диагностируемым апостекловатым материалом, где существенная роль принадлежит хлоритам, судя по данным термографии.

В зоне закалки, несмотря на ее малую мощность, можно наблюдать многочисленные ксенолиты туфогенно-осадочных пород и диабазов угловатой, округлой или вытянутой формы размером от 1 мм до нескольких сантиметров. В ксенолитах по их периферии отмечаются мелкие кристаллы клинопироксена, являющиеся, очевидно, результатом ороговикования. Подобное развитие клинопироксена отмечается здесь же и в непосредственной близости к контакту среди туфогенно-осадочных пород. Причем уже на расстоянии в несколько сантиметров от контакта клинопироксен исчезает. Следует отметить, что в подавляющем большинстве случаев непосредственные контактовые взаимоотношения затушеваны развитием в экзо- и эндоконтактах хлорит-тремолитовой ассоциации и о строении приконтактных зон массивов можно судить только по переходу крупнозернистых порфиробластических амфиболитов в среднезернистые и, затем мелкозернистые по направлению к вмещающим породам. Подобная закономерность присуща изученным массивам и неоднократно наблюдалась в перидотитах того же формационного типа и возраста в районе синклиория Ветреный Пояс (Слюсарев, Куликов, 1973).

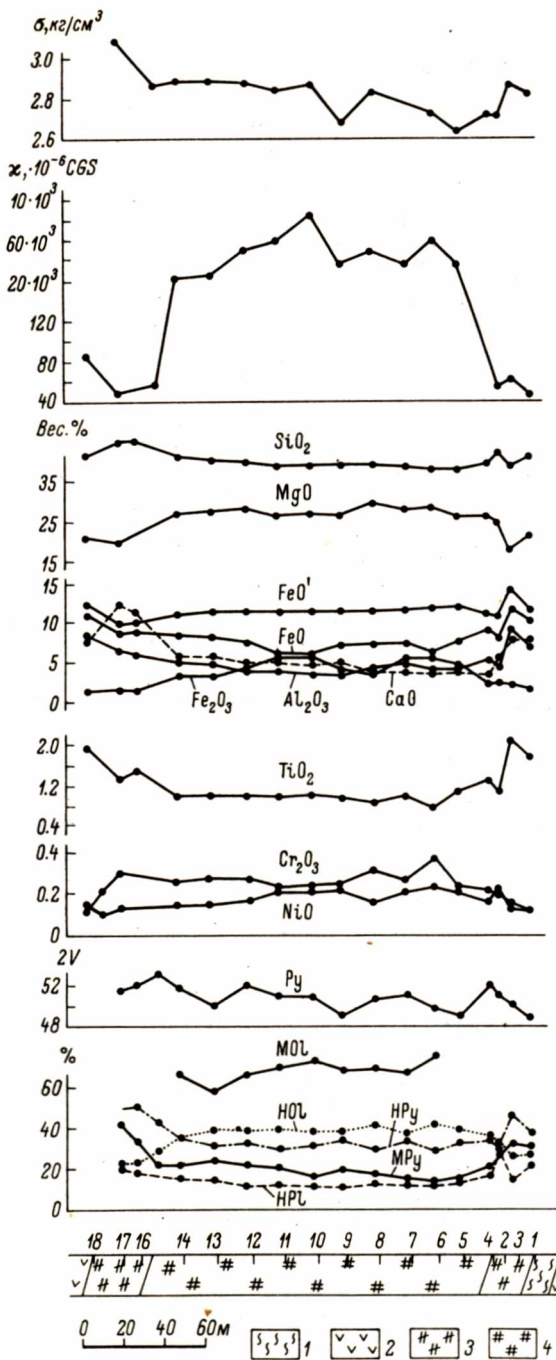
Зона закалки постепенно, но довольно быстро переходит в пикритовую зону мощностью до 10–20 м. Переход от гиалопикритов к пикритам происходит за счет довольно резкого увеличения вкрапленников пироксена и плагиоклаза и появления хлоритовых, затем серпентин-хлоритовых и, наконец, серпентиновых псевдоморфоз по оливину, содержание которых постепенно возрастает от 5–10 до 25–30% от общей массы породы. Судя по контурам псевдоморфоз, этот оливин чаще всего был представлен округлыми зернами размером до 4–5 мм в диаметре. Основная масса породы из стекловатой превращается сначала в мелкозернистую, а затем в среднезернистую. С удалением от контакта наряду с оливином увеличивается содержание пироксена, часто уже порфинового облика, в то время как концентрация плагиоклаза уменьшается до его полного исчезновения.

В пикритовых зонах встречены многочисленные ксенолиты вмещающих пород размером от мельчайших обломков до крупных глыб. В большинстве все они ориентированы длинными осями параллельно контактам. Причем нередко встречаются ксенолиты инородных пород, например габброидов, принесенных магмой с более глубоких горизонтов. В эндоконтактных зонах пикритов иногда встречаются тонкие прожилки гиалопикрита, пересекающие одновременно пикриты, расположенные в них ксенолиты, зону закалки и вмещающие породы. Очевидно, это связано с отжиманием расплава из центральных частей массива в уже затвердевшую эндоконтактную зону.

Строение внутренних частей массива характеризуется асимметрией, выражающейся уменьшением оливина от подошвы к кровле при параллельном увеличении концентраций клинопироксена и появлении основного плагиоклаза и биотита в прикровельной зоне. Подобное строение центральных частей массивов более всего присуще наиболее мощным частям интрузивных тел, особенно в участках пологого залегания. Эта особенность достаточно отчетливо иллюстрируется поперечными петрографо-минералогическими и геохимическими профилями через наиболее обнаженные части интрузивных тел (рис. 23).

Рис. 23. Разрез Гомсельгского интрузива.

1 – туфогенно-осадочные породы; 2 – диабазы; 3 – пикриты хлоритизированные; 4 – серпентинизированные верлиты. $НО\bar{L}$ – нормативный оливин; $МО\bar{L}$ – модальный оливин; $НР\bar{y}$ – нормативные пироксены; $МР\bar{y}$ – модальный клинопироксен; $НР\bar{L}$ – нормативные плагиоклаз и ортоклаз. Нормативные минералы – в вес.%, модальные – в об.%. σ – плотность; χ – магнитная восприимчивость. 1–18-номера образцов.



Эндоконтактовые пикриты за счет довольно быстрого увеличения оливина (серпентиновые псевдоморфозы) сменяются серпентинитами по верлитовым перидотитам. Причем характерно, что почти сразу же после пикритов идет зона мощностью 40–60 м, обогащенная оливином. Характерной особенностью этой аккумулятивной зоны является наличие весьма крупных (до 4–5 мм) округлых и корродированных зерен оливина. Характерны комбинированные структуры с элементами панидиоморфнозернистой, порфировой и в меньшей степени пойкилитовой. Наряду с порфировыми выделениями оливина иногда встречаются резко идиоморфные крупные (до 4 мм) кристаллы клинопироксена, возможно, также интрателлурического генезиса. Типичным в этой зоне является интерстиционный пироксен, развитый по отношению к оливину в подчиненном количестве. По направлению к кровле интрузий размер зерен оливина и его содержание постепенно уменьшаются, хотя крупные единичные выделения оливина, как исключение, встречаются вплоть до верхнего контакта интрузии. В этом же направлении начинают преобладать пойкилитовые структуры, где оливин (14–16% Fa) включен в клинопироксены. Клинопироксен вверх по разрезу становится менее магнезиальным, но более железистым и кальциевым. Одновременно отмечается появление небольшого количества основного плагиоклаза, почти полностью замещенного хлоритом, и единичного биотита.

В прямой связи с петрографо-минералогическими особенностями находится специфика химизма изученных интрузий и их физические свойства (рис. 23, 24). Наблюдается резкое различие в химизме перидотитов и пикритов. Для перидотитов характерны наиболее высокие концентрации MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , а для пикритов – более высокие концентрации SiO_2 , железа, CaO , Al_2O_3 и TiO_2 . Причем отмечается довольно резкое изменение концентраций окислов и физических свойств пород при переходе от пикритов к перидотитам, особенно в приподожвенной части массивов.

Подобные закономерности химизма наряду с другими данными, очевидно, могут свидетельствовать о том, что к моменту внедрения интрузивного тела расплав представлял собой смесь кристаллов (оливин, хромит и частью, возможно, клинопироксен) и жидкости и что эндоконтактные зоны пикритов наиболее близки к этой интерстиционной жидкости.

Некоторые особенности водосодержащих силикатов перидотитов. По данным термоанализа, в эндоконтактных пикритах развиты магнезиальные хлориты с незначительной примесью лизардит-хризотилового серпентина. По направлению к центральным частям массивов хлорит сменяется антигоритом с незначительной примесью лизардит-хризотилового серпентина. В выделенных из всех разновидностей пород хлоритовых и серпентиновых водах изучался изотопный состав водорода и кислорода (Бугров и др., 1974, 1975). Установлено более низкое содер-

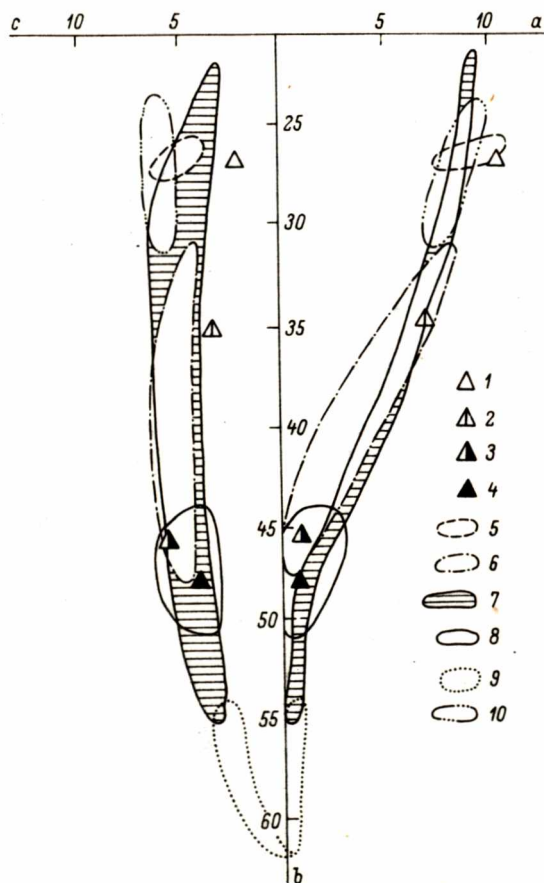


Рис. 24. Диаграмма А.Н.Заварицкого для пород суйсарского комплекса.

1 - апостекловатая масса из непосредственного контакта; 2 - апостекловатая масса в 4-6 см от контакта; 3 - пикриты в 0.8 м от контакта; 4 - пикриты в 6.5 м от контакта; 5 - полифировые и авгито-финовые базальты; 6 - оливинофиновые и пикритовые базальты; 7 - породы Тернаволоцкого силла; 8 - эндоконтактные пикриты перидотитовых тел; 9 - верлиты; 10 - пегматоидное габбро и габбро-диабазы.

жание тяжелых изотопов в серпентинитах (δD колеблется от -66 до -105‰, $\delta^{18}O$ — от +2 до -11‰) по сравнению с эндоконтактными хлоритами (δD изменяется от -54 до -66‰, $\delta^{18}O$ — от -2 до +6‰) ультрабазитовых тел и хлоритами вмещающих пород ($\delta D = 68$ ‰, $\delta^{18}O$ изменяется от -2 до +5‰). Причем антигорит отличается более высокими содержаниями тяжелых изотопов по сравнению с лизардит-хризотилowymi. Термодинамически обосновано (Брандт, 1974), что увеличение концентраций тяжелых изотопов должно расти по мере увеличения этих элементов в соответствующих минеральных фазах и системах. Поэтому при близких содержаниях кристаллизационной воды в исследуемых минералах выявленные закономерности следует связывать с различной природой серпентиновых и хлоритовых вод и, очевидно, выделять два основных этапа метаморфизма ультрабазитов:

1) преимущественно автометаморфическая серпентинизация (антигорит с незначительной примесью лизардит-хризотилового серпентина в центральных частях массива и слабо проявленная лизардит-хризотиловая серпентинизация в зоне перехода пикритов к перидотитам — серпентиновые псевдоморфозы по оливину);

2) более поздняя по сравнению с процессом серпентинизации амфибол-хлоритовая ассоциация эндоконтактных зон, связанная с процессом регионального метаморфизма.

Возможно, что более высокие концентрации тяжелых изотопов в антигоритовой фракции воды по сравнению с лизардит-хризотиловой свидетельствуют, с одной стороны, о более раннем формировании лизардит-хризотилowych серпентинитов, а с другой — о последовательной смене слабо кислой или нейтральной водной среды (лизардит), щелочной (хризотил) и в условиях дефицита воды — умеренно щелочной (антигорит) (Артемов и др., 1973). Вопрос этот, равно как и проблема источника воды, еще требуют окончательного решения.

Пегматоидное габбро. На данной стадии изучения пегматоидное габбро рассматривается в составе гипабиссальной фации условно. Генетические взаимоотношения его с развитыми в районе породами не ясны и проблематичен верхний возрастной предел. Обычно это небольшие мощностью от 0,5–1 до 20–25 м шшировидные или жилородные тела весьма неправильной формы. Пространственно они тяготеют к зонам тектонических нарушений, контактам перидотитовых тел и прорывают как последние, так и вулканы. Центральные части габброидных тел обычно представлены наиболее крупнозернистыми пегматоидного облика породами, а по направлению к периферии зернистость габбро постепенно уменьшается и в непосредственном контакте они представлены среднезернистыми породами. Контакты габбро обычно отчетливые и резкие.

В составе пегматоидного габбро резко преобладает плагиоклаз (до 75–90%), на долю клинопироксена приходится 5–10% и в редких

случаях до 30% породы. Плагноклаз (35–37% An) представлен крупными пластинчатыми кристаллами длиной до 3–6 мм и более, зерна клинопироксена ряда авгита ($2V = 53–55^\circ$, $cNg = 33–40^\circ$) имеют размеры от 1 до 5–7 мм. В небольших количествах присутствует титаномagnetит, лейкоксенизированный ильменит. Изредка встречается кварц. Из вторичных минералов присутствуют бледно-зеленый игольчатый актинолит и цоизит.

Таким образом, все разнообразие пород суйсария Онежской мульды связано с дифференциацией своеобразного ультраосновного расплава, близкого к пикриту. Это обстоятельство явно противоречит появившимся взглядам о сугубо протрузивном генезисе гипербазитов докембрия Балтийского щита (Синицын, 1974). Ультрабазитовые расплавы среднего протерозоя Онежской мульды и других районов Балтийского щита являются более кислыми по сравнению с перидотитовыми расплавами архея Канадского (Pyke et al., 1973), Южно-Африканского (Viljoen and Viljoen, 1969) и Австралийского щитов (McCall and Leishman, 1971), что, возможно, связано с прогрессивным увеличением мощности коры в процессе развития Земли от архея до протерозоя.

Перидотит-габбро-норитовый массив Петусъярви

В структурном отношении участок Петусъярви расположен в северной части Улялегской синклинали, отделенной от Хаутаваарской синклинали Ияльмозерским антиклинальным поднятием. Последнее сложено гранитоидами предположительно нижнепротерозойского возраста, содержащими большое количество скиалитов амфиболитов, амфиболовых плагиосланцев и гнейсов.

Для участка Петусъярви устанавливается следующая возрастная последовательность вулканизма и осадконакопления, интрузивного магматизма, пликтивной и дизъюнктивной тектоники, метаморфизма, метасоматоза и метаморфогенного рудообразования (от древних к молодым).

1. Фундамент не установлен.
2. Формирование осадочно-вулканогенного андезит-диабазового комплекса с сингенетическим серноколчеданным оруденением.
3. Складчатость. Региональный термодинамометаморфизм. Формирование диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов за счет процессов гранитизации и анатексиса вулканогенно-осадочных пород андезито-диабазового комплекса.
4. Крупные субмеридиональные разломы.
5. Внедрение интрузий перидотит-габбро-норитового комплекса.
6. Дайки и мелкие тела плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов (часто с турмалином), кварц-микроклиновые пегматоидные жилы, дайки мелкозернистых авплитовидных и биотитовых плагиогранитов.

7. Разломы северо-восточного, северо-западного и субширотного простиранья.

8. Регрессивный синрудный метасоматоз, выразившийся в турмалинизации, амфиболизации, тремолитизации хлоритизации, окварцевании, эпидотизации, мусковитизации, биотитизации, карбонатизации, отальковании, соссюритизации и сульфидизации пород района. Формирование метаморфогенных сплошных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных пиритовых, пирит-пирротиновых, пирротиновых и арсенопирит-пирротиновых руд в вулканогенно-осадочных породах, в гранитах, диоритах-гранодиоритах и их контактах. В габбро-норитах образуется эпигенетическая сульфидная медно-никелевая минерализация.

Таким образом, прогрессивный региональный термодинамометаморфизм отделен по времени от регрессивного синрудного метасоматоза периодом внедрения интрузий габбро-норитов и даек плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов.

Геологическое строение участка Петусъярви имеет много общих черт с геологическим строением нижней части разреза Хаутаваарской синклинали (Попов, 1968). В обоих случаях имеется резкое преобладание основных эффузивов. Последовательность формирования интрузивных пород районов Петусъярви и Хаутаваары аналогична. Положение серноколчеданных руд существенно отличается. В районе Хаутаваарского месторождения сплошные и богатые руды серного колчедана залегают в большинстве случаев среди вулканогенно-осадочных пород. На участке Петусъярви сходные породы залегают в гранодиоритах, амфиболитах, амфиболовых и кварц-биотит-мусковитовых сланцах. Здесь они четко приурочены к тектоническим зонам и секут как сланцеватость, так и границы между породами.

Рассматриваемый участок характеризуется сложным тектоническим строением. Вулканогенно-осадочные образования смяты в узкие субвертикальные складки субмеридионального простиранья. Простиранье сланцеватости и границ пород северо-восток 15° , угол падения от 75 до 90° на северо-запад и юго-восток. В дальнейшем образовались крупные дизъюнктивные разломы субмеридионального простиранья и несколько позже более мелкие северо-восточного, северо-западного и оперяющие их субширотного простиранья. К меридиональным разломам приурочены интрузии габбро-норитов. Тектонические зоны северо-западного и северо-восточного простиранья рассекают интрузии габбро-норитов на отдельные блоки. Большинство зон серноколчеданного оруденения приурочено к разломам северо-западного простиранья или к местам пересечения северо-западных и северо-восточных разломов.

Вулканогенно-осадочные породы метаморфизованы в диапазоне условий от амфиболитовой до высокотемпературной области зелено-сланцевой фации метаморфизма.

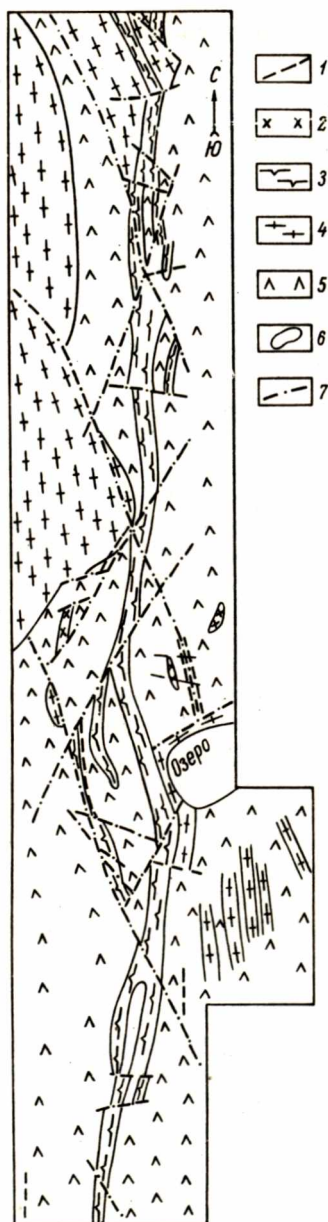
Габбро-норитовый массив Петусъярви расположен около одноименного озера. Он прорывает нижнепротерозойские сильно метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования андезит-диабазового комплекса, слагающие северную часть Улягской синклинали, диориты-гранодиориты и сечет контакт между ними (рис.25).

Массив представлен крутопадающим дайкообразным телом длиной более 10 км при ширине от 100 до 180 м. Приурочен он к глубинному разлому субмеридионального простирания. В центральной части от интрузии отходят две апофизы длиной 850 и 1000 м.

Простирание интрузива субмеридиональное, падение на запад под углом $75-85^\circ$, причем западный (лежащий) контакт более крутой. В центральной части тела намечается падение западного

Рис. 25. Схематическая геологическая карта участка Петусъярви.

1 - пирит-пирротиновые руды, густовкрапленные и сплошные; 2 - пегматоидные плагиомикроклиновые граниты; 3 - габбро-нориты, пироксениты, перидотиты; 4 - диориты, гранодиориты, часто микроклинизированные; 5 - нерасчлененная толща амфиболитов, амфиболовых плагиосланцев, графитсодержащих, кварц-мусковит-биотитовых и других сланцев; 6 - границы пород; 7 - тектонические нарушения.



контакта на запад, а восточного – на восток. Контакты с вмещающими породами резкие, интрузивные, на отдельных участках тектонизированные (рис. 25).

Массив дифференцирован. В его строении принимают участие следующие разности с постепенными переходами (снизу вверх; скв. 133): 1) плагиоперидотиты (лерцолиты), чередующиеся с плагиопироксенитами (25 м); 2) плагиопироксениты (30 м); 3) оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, перемежающиеся с кварцсодержащими габбро-норитами (120 м). В центральной части массива намечается смена ультраосновных разностей более кислыми от центра к обоим контактам. Интрузия на 65% сложена габбро-норитами и кварцсодержащими габбро-норитами, около 35% приходится на плагиоклазовые пироксениты, плагиоклазовые перидотиты.

Перидотиты и плагиоклазовые перидотиты представлены среднезернистыми породами буровато-черного цвета. Структура пород гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Текстура массивная. Основные породообразующие минералы: оливин 26–38%, ромбический пироксен 26–39%, моноклинный пироксен 11–21%, плагиоклаз 8–21%. Второстепенные минералы: серпентин, боулингит, тальк, хлорит, биотит, магнетит, сульфиды. Оливин – хризолит $Fa_{17}(Ng = 1.704, Nm = 1.689, Np = 1.668)$ – развит в виде изометричных зерен размером 0.5–1.5 мм. Замещается боулингитом, магнетитом. Обычно вокруг зерен оливина оторочка талька, сменяющаяся изумрудно-зеленой каймой хлорита. Ромбический пироксен – бронзит $En_{78}Fs_{22}(Ng = 1.692, Nm = 1.681)$ – присутствует в виде короткостолбчатых кристаллов размером до 2 мм. Иногда отмечается зональное строение. По трещинкам развивается тальк.

Моноклинный пироксен – авгит $Wo_{45}En_{41}Fs_{14}(+ 2V = 54^\circ, Ng = 1.711, Nm = 1.691, Np = 1.690)$ – кристаллизуется в виде крупных (до 5–6 мм) пойкилокристаллов и ксеноморфных зерен. Плагиоклаз – андезин № 38 наблюдается в виде таблитчатых ксеноморфных зерен, реже шестоватых и длиннопризматических радиально расположенных кристаллов. Магнетит развит в виде мелких неправильной формы зерен, часто окруженных чернильно-бурым биотитом. Сульфиды выполняют промежутки между силикатными минералами, ассоциируя с изумрудно-зеленым хлоритом.

Плагиопироксениты и оливиновые плагиопироксениты (вебстериты) представлены среднезернистыми породами темно-серого цвета с буроватым оттенком. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Текстура массивная. Основные породообразующие минералы: оливин 0–20%, ромбический пироксен 23–85%, моноклинный пироксен 4–41%, плагиоклаз 10–25%. Второстепенные минералы: идингсит, тальк, хлорит, биотит, магнетит, сульфиды. Оливин – хризолит $Fa_{15-17}(Ng = 1.700-1.704, Nm = 1.683-1.689, Np = 1.665-1.668)$ – образует изометричные зерна размером 1–2 мм. Часто замещается идингситом. Иногда зерна оливина окружены тальковой оторочкой, сменяющейся хлорит-биотитовой каймой изумрудного цвета. Ромби-

ческий пироксен — бронзит $En_{78-83}Fs_{17-22}$ ($Ng = 1.688-1.692$, $Nm = 1.680-1.682$, $Np = 1.678-1.681$) — присутствует в виде призматических кристаллов длиной до 3 мм, обладающих иногда зональным строением. По трещинам замещается тальком. Моноклинный пироксен — авгит $Wo_{38-45}En_{39-44}Fs_{14-20}$ ($+2V = 48-54^\circ$, $Ng = 1.710-1.714$, $Nm = 1.692$, $Np = 1.685-1.696$) — развит в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между оливином и ромбическим пироксеном. Плагиоклаз наблюдается в виде зональных таблитчатых зерен с полисинтетическими двойниками. Зональность прямая. Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза № 20 до андезина № 48. Более кислые разности в виде шестоватых агрегатов выполняют интерстиции. Магнетит и сульфиды встречаются в виде мелких неправильных зерен размером до 0.5 мм.

Оливиновые и оливинсодержащие габбро-нориты представлены среднезернистыми породами буровато-серого цвета. Переслаиваются с плагиопироксенитами и габбро-норитами. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Текстура массивная. Основные породообразующие минералы: оливин 6-24%, моноклинный пироксен 16-25%, ромбический пироксен 20-42%, плагиоклаз 34-39%. Второстепенные минералы: иддингсит, тальк, магнетит, сульфиды, хлорит, биотит. Оливин — хризолит Fa_{18} ($Ng = 1.706$, $Nm = 1.690$, $Np = 1.670$) — развит в виде изометричных зерен размером 1.2-2.5 мм. Замещается иддингситом, а в оруденелых разностях — тальком с тонкодисперсным магнетитом. Ромбический пироксен — бронзит $En_{77}Fs_{23}$ ($Ng = 1.694$, $Nm = 1.682$, $Np = 1.681$) — присутствует в виде удлиненных призматических кристаллов, идиоморфных по отношению к моноклинному пироксену и плагиоклазу. Отмечается слабое его оталькование по трещинам отдельности. Моноклинный пироксен — авгит $Wo_{44}En_{42}Fs_{14}$ ($+2V = 53^\circ$, $Ng = 1.710$, $Nm = 1.692$, $Np = 1.685$) — образует короткостолбчатые и неправильной формы зерна. Часто встречаются полисинтетические двойники. Плагиоклаз присутствует в ксеноморфных по отношению к темноцветным минералам таблитчатых зернах, часто зонального строения. Центральные части сложены лабрадором № 60, края — андезином № 38-48. Редко плагиоклаз образует удлиненные кристаллы размером до 5 мм. Магнетит развит в виде мелких (0.2-0.3 мм) неправильных зерен в ассоциации с бурым биотитом. Сульфиды наблюдаются в виде изометричных крупных вкрапленников 1-2 мм в диаметре, окруженных оторочкой ярко-зеленого хлорита и биотита, в виде мелких неправильных зерен, метасоматически развивающихся по магнетиту и ромбическому пироксену, реже образуют маломощные прожилки.

Габбро-нориты и меланократовые габбро-нориты представлены среднезернистыми породами серого цвета. Перемежаются с кварцсодержащими габбро-норитами. Структура пород призматическзернистая, реже пойкилитовая. Текстура массивная. Основные породообразующие минералы: плагиоклаз 32-48%, моноклинный пироксен

15–22%, ромбический пироксен 15–40%, оливин 0–6%. Второстепенные минералы: иллингсит, тальк, магнетит, сульфиды, биотит. Плаггиоклаз представлен крупными (до 5–6 мм) пойкилокристаллами таблитчатой формы с пойкилитовыми включениями моноклинного и ромбического пироксена. Состав плаггиоклаза колеблется от андезина № 38 до лабрадора № 66. Моноклинный пироксен – авгит $Wo_{41}En_{45-56}Fs_{4-14}$ ($+2V = 50-54^\circ$, $Ng = 1.694 - 1.708$, $Nm = 1.671-1.690$, $Np = 1.664-1.683$) – образует короткостолбчатые зерна размером 0.5–2.5 мм. Ромбический пироксен – бронзит $En_{74-77}Fs_{23-26}$ ($Ng = 1.693-1.696$, $Nm = 1.682-1.685$, $Np = 1.691-1.684$) – встречается в виде короткостолбчатых зерен размером 0.5–2.5 мм. По трещинам замещается тальком, иногда до 50% объема. Оливин – хризолит Fa_{19} ($Ng = 1.708$, $Nm = 1.691$, $Np = 1.672$) – наблюдается в виде мелких реликтов. Замещается иллингситом, тальком, тонкодисперсным магнетитом. Магнетит присутствует в виде мелких неправильных зерен. Сульфиды развиты в виде мелкой сыпи, ассоциирующей со вторичными минералами, развивающимися по оливину.

Кварцсодержащие габбро–нориты представляют собой среднезернистые породы серого цвета. Структура их призматическизернистая, участками пойкилитовая. Текстура массивная. Основные породообразующие минералы: плаггиоклаз 42–64%, моноклинный пироксен – авгит 8–22%, ромбический пироксен 6–33%, кварц 1–3%, в единичных случаях оливин 0–12%. Второстепенные минералы: амфибол, биотит, хлорит, сульфиды, магнетит. Плаггиоклаз развит в виде призматических кристаллов, реже таблитчатых зерен размером 2–6 мм с многочисленными пойкилитовыми включениями пироксена. Зерна имеют полисинтетически–двойниковое строение и часто зональны. Центральная часть зерен имеет состав андезина № 43; а края – альбита № 5. Моноклинный пироксен – авгит $Wo_{38-45}En_{41-45}Fs_{14-18}$ ($+2V = 48-54^\circ$, $Ng = 1.711-1.714$, $Nm = 1.690-1.702$, $Np = 1.690-1.696$) – представлен короткостолбчатыми зернами размером до 3–4 мм, замещенными с краев зеленой роговой обманкой ($Ng = 1.670$, $Nm = 1.666$, $Np = 1.654$). Редко наблюдается зональное строение пироксена с колебанием угла оптических осей от $+46^\circ$ в центре до $+57^\circ$ в краевой части. Ромбический пироксен – бронзит $En_{72-74}Fs_{26-28}$ ($Ng = 1.696-1.700$, $Nm = 1.685-1.691$, $Np = 1.684-1.688$) – находится в виде аналогичных короткостолбчатых зерен, частично замещенных тальком вдоль трещин отдельности. Оливин – хризолит Fa_{19-22} ($Ng = 1.708-1.714$, $Nm = 1.691-1.696$, $Np = 1.672-1.677$) – сохранился в виде редких реликтов. Он редко образует изометричные зерна размером до 4 мм. Замещается иллингситом и тальком. Кварц присутствует в виде изометричных зерен или их мелких скоплений и в микропегматитовом срастании с полевым шпатом. Магнетит наблюдается в виде зерен диаметром 0.2 мм в ассоциации с бурым биотитом. Сульфиды образуют крупную вкрапленность диаметром 1–2 мм, замещающую породообразующие мине-

ралы, и тонкую вкрапленность, развитую среди вторичных продуктов по оливины.

Породы перидотит-габброноритового интрузива в подавляющем большинстве случаев имеют свежий облик. Лишь вдоль локальных зон, совпадающих с тектоническими, они испытывают интенсивное оталькование, амфиболизацию, соскюритизацию, в меньшей степени — карбонатизацию, хлоритизацию, серпентинизацию, сульфидизацию.

Петрохимические особенности пород габбро-норитовой интрузии показаны на диаграмме (рис. 26). Эволюция Петусъярвинской интрузии идет в сторону значительного уменьшения содержания окиси магния, увеличения содержания Al_2O_3 , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 при незначительных колебаниях содержания SiO_2 и суммарного железа.

Коэффициент общей железистости пород увеличивается (толеитовый тип дифференциации). Характерным для пород массива является низкое содержание валовой серы (0.04–0.10 вес.%) и низкое отношение никеля сульфидного к никелю валовому (около 0.2). Характер распределения Ni, Co, Cr, V, Ti в основном соответствует нормальному закону распределения. Распределение титана иногда подчиняется логнормальному закону распределения. Пределы колебаний средних содержаний никеля валового по разрезу массива Петусъярви составляют 0.15–0.065 %, кобальта 0.007–0.011 %, хрома 0.127–0.260 %. Отмечается постепенное и закономерное уменьшение концентраций никеля, кобальта и хрома снизу вверх по разрезу — от перидотитов до кварцсодержащих габбро-норитов. В распределении ванадия и титана какой-либо строгой закономерности нет. Устанавливается уменьшение содержания никеля с увеличением железистости минералов. В сосуществующих оливинах и ромбических пироксенах отмечается близкое содержание никеля, кобальта и хрома. Наиболее высокое содержание титана, ванадия и хрома отмечается в моноклиновых пироксенах, а никеля и кобальта в оливинах. В маломощных зонах с повышенной вкрапленностью сульфидов содержание никеля валового и сульфидного, меди, кобальта и отношение никеля сульфидного к никелю силикатному значительно увеличиваются.

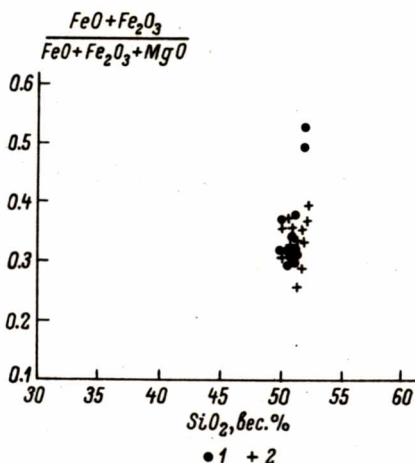


Рис. 26. Диаграмма

$$\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} - SiO_2$$

для массивов Петусъярви (1) и Кивач (2).

По минералогическому составу, петрохимическим особенностям и геологическому положению габбро-нориты Петусъярви аналогичны габбро-норитам интрузии Кивача (Горбик, Попов, 1971), расположенной в 10 км севернее, и относятся к нижнепротерозойской сумийской интрузивной перидотит-габбро-норитовой формации.

Медно-никелевая минерализация в породах Петусъярвинского массива относится к двум генетическим типам: сингенетическому и эпигенетическому. Сингенетическая минерализация представлена мелкой вкрапленностью, иногда встречаются более крупные (0.5–0.6 см) зерна каплевидной формы. Эпигенетическая минерализация развита в виде маломощных прожилков, тонкой вкрапленности среди вторичных минералов, развитых по оливину, зерен неправильной формы, метасоматически развивающихся по магнетиту и пироксену. Характерной особенностью этой минерализации является постоянное присутствие пентландита в заметных количествах по отношению к общему содержанию сульфидов. По минеральному составу эта минерализация относится к пентландит-пирротиновому типу. Чаще всего сульфиды развиты в приконтактных частях интрузии, реже они встречаются вдали от контактов в виде примазок по стенкам трещин и тонкой вкрапленности. Минерализация массива очень бедная. Редко встречаются маломощные (до 1 м) зоны с повышенным (5–10%) содержанием сульфидов, обычно приуроченные к эндоконтактам массива. Сульфиды представлены пирротинном (3–5%), пентландитом (р.з. – 3%), халькопиритом (р.з. – 0.5%), арсенопиритом и глаукопиритом (р.з. – 3%), ильменитом (р.з. – 3%).

В этих зонах наблюдается следующее повышение содержания рудных компонентов: никеля валового до 0.43%, никеля сульфидного до 0.36%, меди до 0.16%, кобальта до 0.02%. Отношение никеля сульфидного к никелю валовому равно 0.80–0.84%.

Петландит, кроме того, встречается и в зонах серноколчеданного оруденения, развитых во вмещающих габбро-нориты вулканогенно-осадочных породах, но в гранитах и гранодиоритах он отсутствует. Содержание валового никеля в таких зонах достигает 0.2%. В результате геохимического опробования керна были установлены геохимические аномалии Ni, Co, Cu во вмещающих породах, вблизи габбро-норитов. Это свидетельствует о выносе никеля из габбро-норитов.

Устанавливается временная и генетическая связь формирования эпигенетической сульфидной медно-никелевой минерализации и метаморфогенных оруденений пиритового, пирит-пирротинового и арсенопирит-пирротинового типов с периодом регрессивного синрудного метасоматоза. Источником никеля являются перидотиты-габбро-нориты интрузии, содержащие первичные сульфиды, а железа и серы – вулканогенно-осадочные породы с сингенетическим серноколчеданым оруденением. Частично сера является ювенильной.

Габбро-нориты участка Петусъярви относятся к нижнепротерозойской сумийской перидотит-габбро-норитовой формации, как и габбро-нориты массива Кивач.

ВОСТОЧНО-ФИНЛЯНДСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНА

Базитовые комплексы Приладожья

В рассматриваемой структурной зоне широко развиты многофазные, дифференцированные и недифференцированные интрузии ниже-, средне- и верхнепротерозойского возраста, в строении которых принимают участие ультраосновные и основные породы. Отличительной их особенностью по сравнению с магматическими комплексами остальных структурных зон Карелии является четко выраженная генетическая связь ультраосновных и основных пород с гранитоидами.

Клинопироксенит-габбро-диоритовый комплекс. В Ладужской синклинали широко развиты постладожские интрузии ультраосновных, основных, средних и кислых пород, которые встречаются как вместе в пределах крупных массивов, так и в виде отдельных изолированных тел. Трактовка многих вопросов стратиграфии, тектоники, возраста ладожских супракрустальных толщ и магматических образований у различных групп геологов часто диаметрально противоположна. Несмотря на разногласия, подавляющее большинство исследователей считает развитие в этом районе интрузии ультраосновных, основных и средних пород позднеорогенными, внедрившимися после главной фазы складкообразования постладожской эпохи диастрофизма, но одновременно с разрывными нарушениями.

Типичными представителями данного комплекса являются массивы Кааламо, Велимяки и мелкие интрузивные тела района Кааламо.

Г.М.Саранчина (1949), впервые установила секущее положение Кааламского массива относительно складчатой структуры района Рускеала-Сури-Рюттю. В пределах массивов Кааламо, Велимяки и интрузивных тел района Кааламо присутствует большое количество различных размеров и формы ксенолитов осланцованных и складчатых амфиболовых, биотитовых, слюдисто-кварцевых и „шаровых“ сланцев, скарнированных известняков, гнейсов, будинированных роговиков, кварцитов, кварцито-песчаников с шаровыми обособлениями. Эти факты свидетельствуют о том, что внедрение рассматриваемых интрузий произошло после главной фазы складчатости, но до региональной гранитизации, связанной с постладожской эпохой диастрофизма (Судовиков, 1954). Эти интрузии после своего формирования испытали активное воздействие со стороны посторогенных интрузий

плагиомикроклиновых гранитов (типа горы Каураваара), пегматитов и интенсивных дифференциальных тектонических воздействий. Это проявилось в интенсивной амфиболизации, биотитизации, огневосовании, перекристаллизации, катаклазе и милонитизации пород, особенно в краевых частях массивов. Интрузии разбиты серией секущих сдвигов и сбросов. В их пределах развиты секущие жилы плагиомикроклиновых гранитов и мелкие пегматоидные жилки плагиомикроклинового состава.

Массивы Кааламо и Велимяки являются многофазными и наиболее крупными. В их окрестностях развито большое количество однофазных интрузий ультраосновного-основного, среднего и кислого составов, являющихся аналогами различных фаз названных выше крупных массивов. Все породы описываемых интрузий в основном представлены сильно амфиболизированными средне- и крупнозернистыми разностями.

Массив Велимяки расположен на северном берегу Ладожского озера, в 5.5 км к северо-западу от пос. Импилахти. Площадь массива более 4 км² (длина более 3 км, ширина 1.3 км). Интрузия круто падает к юго-востоку и вытянута в субмеридиональном направлении. Форма ее овальная. Контакты со сланцами ладожской серии как согласные, так и секущие. Интрузивные породы образуют апофизы во вмещающие образования и содержат их ксенолиты. Массив является многофазным. Первая фаза представлена перидотитами, пироксенитами, габбро-пироксенитами; вторая – габбро-диоритами; третья – мангеритами; четвертая – жильными породами сиенитового ряда.

Между породами различных фаз отмечаются как интрузивные взаимоотношения – магматические брекчии, апофизы одних пород в другие, так и постепенные переходы. На участках Чепуканмяки, Велимяки 1 и 2 между рудными пироксенитами и габбро-диоритами прослеживаются постепенные переходы через плагиоклазовые пироксениты и меланократовое габбро. В ряде мест Г.М.Саранчина (1948) закартировала постепенные переходы между габбро-диоритами и мангеритами. В габбро-диоритах и мангеритах часто встречаются мелкие шпирообразные тела метапироксенитов. В то же время на контактах между пироксенитами и габбро-диоритами отмечаются магматические брекчии, в которых остроугольные обломки пироксенитов сцементированы габбро-диоритами, а также встречаются дайки габбро-диоритов в пироксенитах. Контакт между мангеритами и габбро-диоритами часто резкий. В зоне этого контакта обычно развиты жилы, близкие по составу к сиенитам. В пределах отдельных фаз переходы между разновидностями пород постепенные.

Массив в основном сложен габбро-диоритами, среди которых развиты различных размеров тела пироксенитов и перидотитов. Наиболее крупные из них приурочены к периферическим частям интрузии. Мангериты и жильные породы большей частью развиты в

южной части интрузива (гора Лакеамьяки, район оз. Мусталампи).

Метаперидотиты и метапироксениты интенсивно амфиболизированы и часто биотитизированы. Основные минералы: пироксен диопсид-геденбергитового ряда, реже авгит, бурая роговая обманка, плагиоклаз № 45-52, титаномagnetит. Оливин встречается редко в виде мелких реликтов. Содержание титаномagnetита в среднем 10-12%, редко достигает 30-50% на месторождениях. С увеличением степени амфиболизации количество титаномagnetита резко убывает. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рутил.

Габбро-диориты содержат следующие основные минералы: плагиоклаз № 44-45, пироксен диопсид-геденбергитового ряда, реже бурую роговую обманку и биотит. В некоторых разностях присутствует микроклин. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рутил.

Мангериты состоят из микроклина и плагиоклаза № 35-37. Жильные породы содержат микроклин или микроклин-пертит, плагиоклаз № 11-12 или 16-18, редко зеленую роговую обманку, биотит, эпидот, кварц. Акцессорные минералы: сфен, рудный. Содержание микроклина в некоторых жилах достигает 80%.

В пределах Велимякской интрузии выявлено пять тел сегрегационных титаномagnetитовых руд.

Последующими тектоническими движениями массив разбит на блоки. Некоторые из них отделены от главного тела и зажаты среди вмещающих сланцев.

Массив Мякисало расположен на одноименном острове в 2 км южнее массива Белимяки и сходен с ним по строению. Породами первой фазы являются метапироксениты, второй - габбро-диориты, третьей - кварцевые мангериты, четвертой - жильные породы (микроклиновые, олигоклаз-микроклиновые, кварцевые сиениты, порфировидные граносиениты, граниты и аплиты). Жильные породы в основном развиты в контакте габбро-диоритов и кварцевых мангеритов. Состав пород аналогичен таковым Велимякской интрузии (Саранчина, 1948).

Массив Кааламо расположен около одноименной железнодорожной станции. Площадь массива 80 км² (длина 12,5, ширина 5,5 км). Вмещающими являются осадочно-вулканогенные породы ладожской серии. Контакты массива с вмещающими породами интрузивные, на отдельных участках секущие. Отмечаются апофизы во вмещающие породы. Последние в виде ксенолитов содержатся в массиве.

Массив многофазный. Первая фаза представлена метаперидотитами, анортитовыми габбро (эвкритами) и жильными породами типа гиперстеновых эвкритов; вторая - плагиопироксенитами, меланократовыми габбро-норитами, кварцсодержащими габбро-диоритами, также жильными амфиболизированными габбро-диоритами, редко габбро-диорит-аплитами; третья - плагиоклазовыми гранитами. Внутри отдельных фаз переходы между разновидностями пород постепенные. Характер контактов между породами различных фаз чаще интрузив-

ный, но отмечаются и постепенные переходы. Так, в районе горы Онненмяки грубозернистые порфиroidные амфиболиты, реже метапериidotиты и эвкриты прорваны амфиболизированными гнейсовидными габбро-диоритами. В непосредственном контакте развита магматическая брекчия, в которой различных размеров обломки основных и ультраосновных пород цементируются габбро-диоритами (Саранчина, 1948). В районе горы Рантомяки дайки габбро-диоритов секут эвкриты. Жилы плагиогранитов пересекают породы первой и второй фаз. На отдельных участках в юго-восточной части массива жилы плагиогранитов пересекают габбро-диориты. В гранитах содержатся остроугольные обломки амфиболизированных габбро-диоритов. Одновременно на отдельных участках в юго-восточной части массива отмечаются постепенные переходы плагиогранитов к кварцевым диоритам и габбро-диоритам (Саранчина, 1948).

Кааламский массив, как и Велимякский, в основном сложен габбро-диоритами, среди которых развиты различных размеров тела ультраосновных пород. Наибольшие из них приурочены к краевым частям массива. Плагиограниты встречаются лишь в виде жил мощностью до 2.5 м и небольших тел.¹

Наиболее полно изучены однофазные тела на площади, прилегающей к массиву Кааламо, где выявлено 43 интрузии ультраосновных-основных пород и 19 тел габбро-диоритов. Вмещающие породы те же, что и для Кааламского массива. Наиболее крупными из них являются Коккасельский, Ихаланваарский, Корхоланмякский, Сиэсманярвинский, Араминлампинский и три массива в районе болота Сурисуо. Длина тел колеблется от нескольких десятков метров до 1.5-2 км, редко больше, при ширине от нескольких десятков метров до 1 км. Форма тел овальная, линзовидная. Тела являются согласно-секущими, трещинными, позднеорогенными интрузиями. Массивы в основном имеют дифференцированное строение. В их строении принимают участие диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты. В большинстве массивов часть дифференциатов отсутствует.

Отмечается два типа дифференциации: 1) последовательная смена ультраосновных разностей более кислыми происходит от подошвы массива к кровле (типа пологозалегающей интрузии Арминламп), 2) ультраосновные породы в центральной части массива постепенно сменяются более кислыми разностями по направлению к общим контактам (типа крутопадающей интрузии Сурисуо).

В большинстве случаев основные-ультраосновные породы района представлены пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро. Их интрузии прорываются дайками габбро-диоритов Кааламского типа и плагиомикроклиновых гранитов.

¹ Детальное описание пород массива дано на с. 127.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород вышеупомянутых интрузий.

Метаперидотиты и оливиновые метапироксениты состоят из оливина, титанистого авгита, редко и в незначительных количествах бронзита, реже плагиоклаза, буровато-зеленой роговой обманки, актинолита, светло-зеленой роговой обманки. Второстепенные минералы: биотит, хлорит, тальк, серпентин, иддингсит-боулингит. Акцессорные минералы: апатит.

Амфиболизированные пироксениты и габбро-пироксениты содержат следующие основные минералы: моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда, редко и в небольших количествах энстатит, плагиоклаз - андезин-лабрадор, роговую обманку. Второстепенные минералы: титаномagnetит, актинолит. Акцессорные минералы: апатит, сфен.

Горнблендиты состоят в основном из обыкновенной зеленой роговой обманки, плагиоклаза ряда андезин-лабрадора (№ 48-52; до 5%), редких реликтов моноклинного пироксена. Второстепенные минералы: актинолит, биотит, хлорит, кварц, мусковит. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рудный.

Габбро-диориты развиты в составе дифференцированных интрузий и слагают самостоятельные мелкие тела. Основные минералы: зеленая роговая обманка (25-55 %), реликты моноклинного пироксена (до 3 %), плагиоклаз - андезин № 32-48 или лабрадор № 54-60). Плагиоклаз часто зонален. Второстепенные минералы: биотит, хлорит, кварц (1-10 %), актинолит, реже микроклин. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен. Во многих обнажениях среди габбро-диоритов встречены секущие жилы плагиомикроклиновых гранитов. Участками в габбро-диоритах наблюдается калиевый метасоматоз. В приконтактных частях габбро-диориты обогащаются микроклином и изменяют свой минералогический состав до монцонитов.

Диориты и кварцсодержащие диориты встречаются в дифференцированных интрузиях и образуют самостоятельные мелкие тела. Основные минералы: плагиоклаз (35-80%), кварц (2-10%), зеленая роговая обманка. Второстепенные минералы: биотит, хлорит, актинолит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный, редко гранат. Состав плагиоклаза колеблется от андезина № 31-42 до олигоклаза-андезина № 25-30.

Гранодиориты развиты в составе дифференцированных интрузий и слагают самостоятельные мелкие тела. Основные минералы: плагиоклаз, биотит, амфибол, кварц (10-25%), калиевый полевой шпат (5-10%). Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах от андезина № 40-44 до олигоклаза № 21-25, реже альбита. Второстепенные минералы: клиноцоизит, хлорит, мусковит, карбонат. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудный.

Плагиограниты образуют мелкие тела и жилы. В телах отмечаются постепенные переходы к гранодиоритам. Основные минералы:

олигоклаз № 22-30, кварц (15-30%), биотит (7-10%). Второстепенные минералы: микроклин, хлорит, мусковит, серицит, цоизит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный.

С дифференцированными пироксенит-габбровыми телами связан медноколчеданный тип оруденения. По минеральному составу он относится к халькопирит-пирротиновому типу. Характер оруденения сингенетический и эпигенетический. Наиболее богатые скопления пирротина и халькопирита приурочены к зонам трещиноватости и брекчирования в пироксенитах или к зоне контакта их с диоритами и гранодиоритами. Мощности оруденелых зон колеблется от 10-20 см до 2 м. Оруденение вкрапленное, реже гнездовое и прожилковое. По данным химического анализа, содержание никеля в оруденелых зонах не превышает 0.1%, кобальта - от 0.0003 до 0.03%, меди - от 0.1-до 0.95%.

Глубинная эволюция магматических расплавов (рис. 27), приведшая к формированию рассматриваемых массивов, шла в сторону накопления в остаточной жидкости Na_2O , K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 и P_2O_5 при уменьшении содержания TiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , FeO , MnO , NiO , CoO , V_2O_5 . При этом содержание SiO_2 , Na_2O , K_2O равномерно увеличивается от ультраосновных к кислым разностям, тогда как содержание Al_2O_3 и P_2O_5 достигает своего максимума в габбро-диоритах и затем снижается в диоритах. Наибольшие содержания TiO_2 и CaO приурочены к пироксенитам. Это объясняется тем, что с формированием пироксенитов связано образование сингенетического титаномagnetитового оруденения и что первичный магматический клинопироксен был богат кальцием (авгит).

В ряду пироксенит-диорит значение коэффициента общей железистости возрастает от 0.35 до 0.78, хотя абсолютное содержание FeO , Fe_2O_3 и MgO в породах убывает. На диаграмме (рис. 27) отчетливо виден Z-образный характер эволюционной кривой этих массивов, что свидетельствует о смене толеитового типа дифференциации известково-щелочным.

Средний химический состав комплекса ультраосновных-основных пород Северного Приладожья при условии, что пироксениты и габбро-пироксениты составляют 30% по объему, габброиды - 40%, диориты и плагиограниты - 30%, соответствует толеитам.

Массивы Северного Приладожья и габбро-перидотитовый комплекс Хаутаваарской синклинали имеют сходное геологическое положение, металлогенические особенности и близкие возрастные границы. Они прорывают складчатые и метаморфизованные супракrustальные образования нижнего протерозоя и в свою очередь секутся плагиомикроклиновыми гранитами и пегматитами.

Комплекс габбро-норитов-монзонитов-гранитов рапакви. Типичным представителем данного комплекса является Салминский массив, сформированный в конце среднего протерозоя. По данным Н.Ф.Шинкарева и О.Н.Анищенко

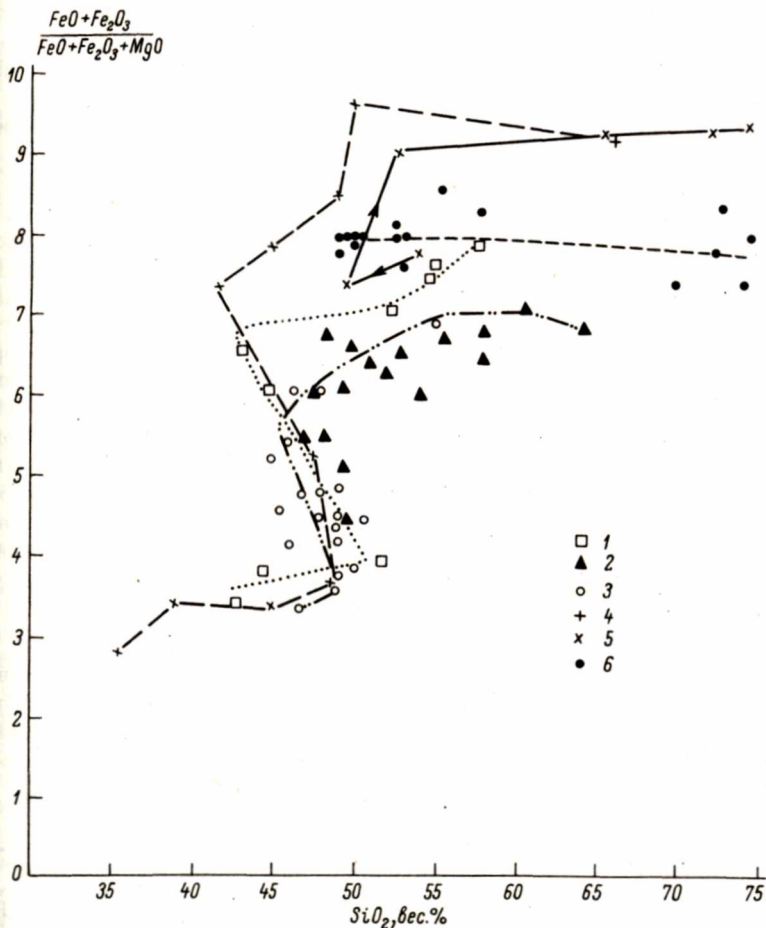


Рис. 27. Диаграмма $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO} - SiO_2$ для интрузивных массивов Приладожья. Массивы: 1 - Вилями, 2 - Кааламо, 3 - района Кааламо, 4 - Хюрсюля, 5 - Салми, 6 - Валаам.

(1973), в составе южной части Салминского массива рапакиви выделяются три естественных ряда горных пород (от ранних к поздним): 1) габбро-нориты, лейкократовые габбро, лабрадориты; 2) монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые мангериты; 3) серые и розовые рапакиви и пегматиты.

Основные выводы, вытекающие из работы Н.Ф.Шинкарева и О.Н.Анищенко (1973): 1) основные и субщелочные породы являются начальными членами комплекса рапакиви Салминского массива; 2) породы в пределах одного и того же естественного ряда являются сингенетическими, а различных рядов – синэпигенетическими; 3) основным условием полного проявления рядов пород салминского комплекса рапакиви является стабильность тектонических условий в период их формирования. В случае нарушения статичности этих условий габбро–норитовые, лабрадоритовые и монцонитовые разности комплекса должны быть более четко разграничены в пространстве с отчетливым временным разрывом в виде отдельных интрузивных фаз.

Вышеприведенные данные заставляют с большой тщательностью подходить к определению возраста и генезиса интрузий габбро–норитов и габброидов, развитых на территориях, прилегающих к массивам рапакиви в пределах Ладожского синклинория, Хаутаваарской и Улягской синклиналей. Верхняя возрастная граница этих интрузий габбро–норитов и габброидов устанавливается лишь на основании пересечения их дайками плагиомикроклиновых гранитов и пегматитов, вопрос о возрасте которых также крайне дискуссионный. Это обстоятельство следует учитывать при дальнейшем формационном изучении данного района.

Т р а х и д о л е р и т о в ы й к о м п л е к с. Валаамский трахидолеритовый комплекс, обнажающийся на архипелаге островов в северной части Ладожского озера на площади более 2000 км² (Кратц, 1959), является самым молодым интрузивным образованием докембрия Карелии и рассматривается как интрузивный аналог вулканитов салминской свиты (Кратц, 1959; Кайряк, Хазов, 1967; Кайряк, 1971). По данным бурения, на о-ве Валаам в подошве габбро-диабазовой интрузии залегают неметаморфизованные песчаники, сходные с песчаниками нижней части салминской свиты.

По данным исследований К.О.Кратца (1959), Валаамская интрузия представляет почти горизонтально залегающий расслоенный массив, в котором нижний более мощный слой образован среднезернистым темно-серым габбро–диабазом, а верхний – грубозернистым бурым кварцевым сиенито–диоритом. Интерпретируя данные структурного анализа, К.О.Кратц оценивает общую мощность интрузии в 130–200 м, слоя сиенито–диоритов в 25–30 м. В скважине, пробуренной на о-ве Валаам, мощность габбро–диабазов составляет 100 м, сиенито–диоритов – 30 м (Кайряк, 1971).

По данным К.О.Кратца (1959), между габбро–диабазами и сиенито–диоритами переходы постепенные, хотя сама переходная зона обладает небольшой мощностью. Наблюдаются также горизонтальные жилы сиенито–диоритов мощностью в 20–30 см, имеющие резкие интрузивные контакты с вмещающими габбро–диабазами. Характерной особенностью Валаамского интрузива является, судя по наблюдениям почти в каждом обнажении, сеть жил аплит–гранофировых пород с четкими контактами в габбро–диабазе и постепенными в сиенито–

диоритах. Мощность жил колеблется от долей сантиметра до 10–15 см, но в большинстве случаев не выходит за пределы 2–7 см. Жилы гранофир–аплита в своей большей части закономерно сопряжены с первичными структурами вмещающих пород и окончательно сформировались после затвердевания кварцевых сиенито–диоритов. Аплит–гранофирные породы нередко образуют своеобразные тела правильной округлой формы диаметром от 0.1 до 0.6 м, иногда группирующиеся в скопления.

Породы комплекса образуют естественный магматический ряд: габбро–диабаз–щелочной кварцевый диабаз–кварцевый сиенито–диорит–серый аплит (гранофир)–красный аплит (гранофир). В процессе кристаллизации основной магмы К.О.Кратц различает шесть последовательных периодов минералообразования: троктолитовый, габбро–вый, габбро–диоритовый, диоритовый и гранитовый, а также пост–магматический (пневматолито–гидротермальный). Порядок кристаллизации и реакционные взаимоотношения между главными породообразующими минералами значительно отклоняются от установленных Боуэном реакционных серий. Прежде всего это проявляется в серии железисто–магнезиальных минералов, где устанавливается два параллельно кристаллизующихся ряда сравнительно железистых силикатов; первый – бедный известью: железистый оливин–богатый гиперстеном пижонит–гиперстен и второй – известковистый: богатый авгит–пижонит–железистый авгитовый пижонит–геденбергит” (Кратц, 1959, с. 236). Причиной этого являются специфические петрохимические особенности основной магмы, выражающиеся в повышенном содержании SiO_2 , высоком содержании FeO относительно MgO , несколько повышенном отношении K_2O и Na_2O при общей повышенной щелочности, что характерно для трапповых платформенных образований. Повышенное содержание SiO_2 обусловлено процессами переплавления и ассимиляции гранитных пород. По В.В.Жданову (1972), „интенсивное плавление кислых пород гранитного слоя земной коры в процессе основного магматизма в районе Ладожского прогиба привело к появлению специфической структуры коры с аномально малой мощностью гранитного слоя. Этот процесс следует рассматривать как локальную океанизацию материковой земной коры” (с.24).

Вариационные кривые содержаний окислов, по Харкеру, для пород Валаамской интрузии показывают, что с увеличением SiO_2 уменьшается количество CaO , FeO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 при незначительном колебании Al_2O_3 и Na_2O и неуклонном возрастании K_2O . Индекс Пикока составляет 53 % SiO_2 , количество щелочей больше, чем CaO , что соответствует щелочно–известковым сериям.

Согласно классификации А.Н.Заварицкого (Заварицкий, 1956), габброиды Валаамской интрузии относятся к подгруппе щелочных долеритов (трахидолеритов) группы щелочных меланократовых пород.

На диаграмме Осборна (рис. 27) хорошо видны отличия в известково-щелочном направлении дифференциации для габбро-диабазов и гранофир-аплитов. Повышение содержания SiO_2 в габбро-диабазе происходит при постоянстве коэффициента фракционирования, а в гранофир-аплитах сопровождается резким увеличением последнего, что, по Осборну, обусловлено различным парциальным давлением кислорода.

При общей известково-щелочной (боуэновской) направленности дифференциации интрузии видны некоторые различия для габбро-диабазов и гранофир-аплитов, обусловленные замедленным темпом уменьшения содержания железа в гранофир-аплитах и возрастанием коэффициента фракционирования в последних по сравнению с габбро-диабазом. Значительно возрастает при этом и коэффициент окисления $\left(\frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \times 100 \right)$ — от 58 в габбро-диабазе до 77% в гранофир-аплитах.

Основные черты эволюции протерозойского интрузивного магматизма Приладожья отражаются в последовательности формирования сложных интрузий во времени и в характере дифференциации их магматических расплавов.

Последовательность формирования пород Хюрсюльского массива: оливиниты-верлиты-оливиновые пироксениты-клинопироксениты-горнблендиты с титаномagnetитовым оруденением-габбро-габбро-диориты-гранофировые диориты. В этом ряду резко увеличивается содержание Na_2O при небольшом увеличении K_2O . Все породы относятся к натровому типу. Проявляется последовательная смена пород нормального ряда породами повышенной щелочности натрового типа и далее натровыми гранитоидами.

Последовательность формирования пород Кааламского массива: верлиты-пироксениты-габбро-габбро-диориты-диориты-плагиограниты. Идет значительное увеличение содержания Na_2O при небольшом увеличении концентрации K_2O . Все породы относятся к натровому ряду. Эволюция идет в сторону смены пород нормального ряда породами повышенной щелочности натрового типа и далее натровыми гранитоидами.

Для Велимякского массива характерна следующая смена пород: верлит-пироксенит-габбро-пироксенит-габбро-габбро-диорит-мангерит. Идет значительное увеличение содержания Na_2O и K_2O . Ранние породы относятся к натровому типу, а более поздние — к слабо выраженному калиевому типу. Эволюция идет в сторону смены пород нормального ряда субщелочными породами калиевого типа.

Для Салминского массива рапакиви устанавливается следующая последовательность формирования пород: лабрадориты, лейкократовое габбро, габбро-нориты-монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые мангериты-серые и розовые граниты рапакиви-пегматиты. Идет резкое увеличение содержания K_2O при уменьшении содержания Na_2O . Ранние породы относятся к натровому типу, а более

поздние к калиевому. Эволюция идет в направлении смены пород нормального ряда субщелочными породами и далее калиевыми гранитами.

В Валаамской интрузии устанавливается следующая последовательность смены пород во времени: трахидолериты—сиенито—диориты—калиевые гранит—аплиты. Вначале идет небольшое увеличение, а затем уменьшение содержания Na_2O и резкое увеличение содержания K_2O . Начальные породы относятся к слабо выраженному натровому типу, а более поздние к калиевому. Эволюция идет в сторону смены пород субщелочного ряда калиевыми гранитами.

Следовательно, как в пространстве (по мере приближения с севера к берегу Ладожского озера и его островам), так и во времени наблюдается увеличение щелочности пород при одновременной смене разностей натрового типа калиевыми, а также устанавливается увеличение общего содержания в породах фосфора и титана.

На петрохимических диаграммах породы Валаамского массива расположены в верхней части эволюционных кривых нижнепротерозойских основных—ультраосновных комплексов Приладожья и Хюрсюля, являясь как бы их логическим эволюционным продолжением во времени.

Таким образом, для Северного Приладожья (включая Хюрсюльский массив Хаутаваарской синклинали) устанавливается следующий непрерывный ряд ассоциаций интрузивных горных пород с постепенной сменой во времени ультраосновных (верлитовых, клинопироксенитовых) разностей субщелочными породами калиевого ряда (монцонитами, мангеритами) и далее калиевыми гранитами рапакиви (от ранних к поздним): габбро—верлитовая, диорит—габбро—клинопироксенитовая, лабрадорит—габбро—норитовая, монцонит—мангеритовая, гранитов рапакиви.

Кааламский массив габброидов и плагиогранитов

Геологическое положение и строение. Вмещающими породами массива служат преимущественно глиноземистые гнейсы и сланцы ладожской серии, и лишь на востоке он контактирует с породами сортавальской серии. Через центральную часть массива проходит разлом, разбивающий его на два блока, различающихся по характеру магнитного поля и интенсивности метаморфизма (рис. 28).

Для массива характерна четко проявленная гнейсовая фация в эндоконтактной зоне, совершенно согласная с гнейсовидностью вмещающих пород. Эта гнейсовидность является наложенной и сопровождается диафторическим преобразованием габброидов в диорито—гнейсы и амфиболиты. В зоне экзоконтакта в слоистой толще глиноземистых гнейсов более компетентные слои роговиков, участвуя в

наложенной складчатости, дробились и наблюдаются в виде обломков в кордиерит-гранитовых гнейсах (обн. 1728, юго-западный контакт). Первично-магматические текстуры сохранились в центральной части западного блока и характеризуются субмеридиональной ориентировкой пороодообразующих минералов и ксенолитов.

Таким образом, формирование массива относится, по всей вероятности, к периоду разеития субмеридиональных складок и сопоставимо по времени с формированием массива Велимыки (Судовиков и др., 1970). Формирование наложенной субширотной-северо-западной гнейсовидности происходило одновременно с развитием кливажа осевой плоскости соответствующих складок.

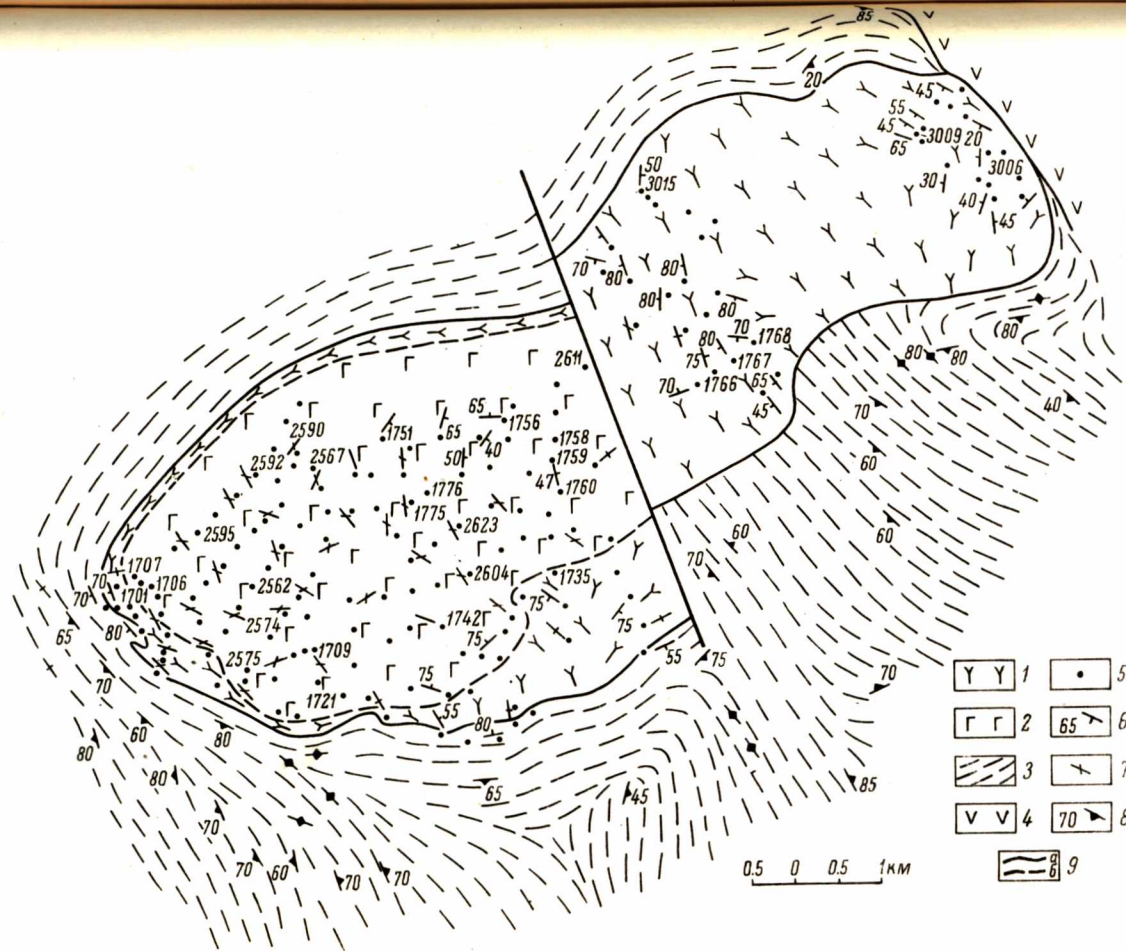
К периоду заключительных стадий деформаций на территории Приладожья относятся зоны рассланцевания северо-восточного простирания (Судовиков и др., 1970). В западной эндоконтактной зоне Кааламского массива с этим периодом связано возникновение линейных северо-восточных зон метасоматической гранитизации. Гранитизация выражается в неоднородном проникновении кварц-полевошпатового материала, иногда обособливающегося в виде мелких прожилков мощностью не более 1 см. Мощность зон составляет первые десятки метров. Слагающие их породы неоднородны по составу, содержат множество реликтов габброидов. Скопление реликтов иногда создает впечатление эруптивной брекчии.

Породы массива содержат большое количество ксенолитов, варьирующих по составу и размерам, относимых целым рядом исследователей к первой интрузивной фазе (Саранчина, 1949). Ксенолиты распространены по всей площади массива. Они наблюдаются в виде скопления мелких беспорядочно ориентированных обломков либо в виде пластов. В приконтактных частях массива они представлены вмещающими породами (глиноземистые гнейсы и сланцы, амфиболовые сланцы), в центральных — обычно мелкозернисты и сопоставимы по составу с включающими их габброидами.

В массиве встречаются единичные жилы плагиогранитоидного состава, рассматриваемые Г.М.Саранчиной (1949) как образования третьей интрузивной фазы.

Рис. 28. Геологическая карта Кааламского массива.

1 — метаморфизованные габброиды (преимущественно диорито-гнейсы и амфиболиты); 2 — пироксен-роговообманковые габбро; 3 — глиноземистые гнейсы и сланцы; 4 — амфиболовые сланцы, метамандельштейны; 5 — обнажения; 6 — плоскостная ориентировка темноцветных минералов в породах массива; 7 — то же, с неопределенным падением; 8 — плоскостные ориентировки во вмещающих породах; 9 — контакты (а — существующие, б — условные).



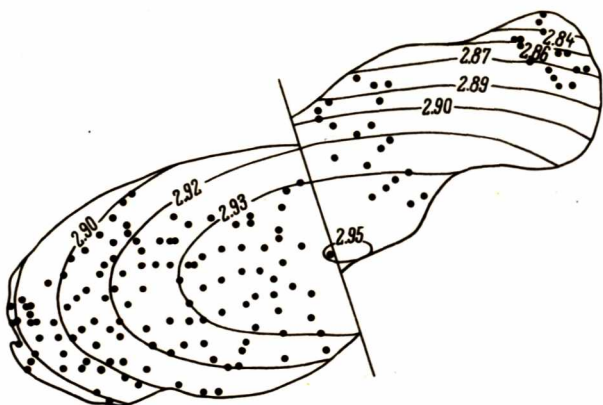


Рис. 29. Тренд плотности пород Кааламского массива.

Точки — места отбора образцов.

Петрографическая и петроплотностная характеристика. Самые общие сведения о составе и строении Кааламского массива нам дает характер пространственного распределения плотностей, выявляемый с помощью тренда. По данным тренда второго порядка (рис. 29), максимальная плотность пород присуща центральным частям массива. В направлении контактов происходит постепенное уменьшение плотностей. Такой характер распределения подтверждается распределением состава пород массива, а именно появлением более кислых (кварцсодержащих) разновидностей в краевых частях. Устанавливается также более высокая плотность для пород, слагающих западный блок (тренд пятого порядка), по сравнению с плотностью пород восточного блока. Это различие обусловлено неодинаковым составом пород, слагающих названные блоки. В западном блоке преимущественным развитием пользуются двупироксеновые бескварцевые ассоциации. В восточном блоке пироксен встречается лишь в виде реликтовых зерен, в породах в том или ином количестве присутствует кварц и преобладают биотит-роговообманковые ассоциации. Средняя плотность пород западного блока для ассоциации $МП+РП+Рог+Би+Пл$ составляет 2.94 г/см^3 при стандартном отклонении (σ) 1.39 и коэффициенте вариации (V) 1.97, что соответствует средней плотности габбро и габбро-диабазов (Дортман, 1974). Средняя плотность пород восточного блока более низкая. Для ассоциации $Рог+Би+Пл+Кв$ она составляет 2.86 г/см^3 при $\sigma = 0.07$ и $V = 2.42$ (средняя плотность амфиболизированного габбро) и для ассоциации $Рог+Би+Эп+Кв+Хл$ — 2.81 г/см^3 при $\sigma = 0.08$ и $V = 2.72$ (средняя плотность диоритов).

Между петрографическими разновидностями, слагающими массив, активных взаимоотношений не установлено. Наблюдаются постепенные переходы между бескварцевыми и кварцсодержащими ассоциациями. При этом с появлением кварца связано исчезновение пироксенов, вместо которых увеличивается содержание роговой обманки и биотита.

Бескварцевые ассоциации распространены в западной части массива. Они представлены РП+МП+Рог+Би+Пл, РП+Рог+Би+Пл, МП+Рог+Би+Пл, Рог+Би+Пл и характеризуют наименее измененные габброиды. Среди структур преобладают офитовые с четко проявленной трахитоидностью по плагиоклазу. Количественно-минеральный состав непостоянен. Наблюдаются широкие вариации в соотношении плагиоклаза и темноцветных минералов, а также роговой обманки и пироксенов. Содержание плагиоклаза колеблется от 22 до 82%, роговой обманки от 3 до 70%. При этом увеличение содержания роговой обманки происходит за счет уменьшения содержания пироксенов. В качестве второстепенных минералов присутствуют куммингтонит, магнетит, апатит, минерал эпидот-цоизитового ряда.

Ромбический пироксен характеризуется постоянным и низким углом оптических осей (от -50 до -52°). Среднее значение $2V$ по 47 определениям составляет -51° при $\sigma = 1.66$ и $V = 2.81$. Ромбический пироксен имеет следующий химический состав: $\text{SiO}_2 - 49.12$, $\text{TiO}_2 - 0.11$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.41$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.30$, $\text{FeO} - 27.00$, $\text{MnO} - 0.66$, $\text{MgO} - 17.46$, $\text{CaO} - 1.56$, $\text{NaO} - 0.02$, $\text{K}_2\text{O} - 0.02$, $\text{H}_2\text{O} - 0.08$, п.п.п. - 0.59%. Для него характерно высокое для магматических пород содержание алюминия и кальция. Как по оптическим данным, так и по химическому составу ромбический пироксен соответствует гиперстену. Особенностью его является низкая степень окисленности железа.

Моноклинный пироксен характеризуется широким колебанием оптических констант. Угол оптических осей варьирует от $+56$ до $+62^\circ$. Среднее его значение по 21 определению составляет 59° при $\sigma = 1.66$, $V = 2.81$. Такой угол оптических осей свойствен как для авгита, так и для моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда; cNg колеблется от 38 до 47° , в среднем (по 32 определениям) составляет 40° при $\sigma = 9.09$ и $V = 22.55$. Показатели преломления выше 1.700, что указывает на существенное содержание железистой составляющей.

Роговая обманка пироксенсодержащих разновидностей пород плеохроирует от буровато-зеленого по Ng до желто-зеленого по Np . Она находится в тесной пространственной ассоциации с пироксенами и образует по ним псевдоморфозы. Показатели преломления ее колеблются в следующих пределах: $Ng = 1.684-1.696$; $Nm = 1.672$; $Np = 1.646-1.672$. Угол оптических осей равен $68-72^\circ$, среднее его значение по 47 определениям составляет 71° при $\sigma = 1.39$ и $V = 1.97$, $cNg = 15-18^\circ$.

Оптические свойства роговой обманки указывают на примерно равное содержание железистой и магнезиальной составляющей (Дир и др., 1965), что подтверждается данными следующего химического анализа: SiO_2 - 40.90, TiO_2 - 1.48, Al_2O_3 - 12.42, Fe_2O_3 - 4.44, FeO - 13.25, MnO - 0.18, MgO - 11.30, CaO - 11.74, Na_2O - 1.33, K_2O - 1.20, H_2O - 0.00, п.п.п. - 1.97%. Общая железистость роговой обманки, согласно приведенному анализу, составляет 43.09%. По химическому составу роговая обманка сопоставима с составом роговой обманки метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций Северного Приладожья (Судовиков и др., 1970) и приближается к эдениту.

Биотит, присутствуя в небольших количествах, постоянно встречается в пироксенсодержащих ассоциациях. Он плеохроирует от бурого по *Ng* до буровато-желтого по *Np*. Светопреломление биотита колеблется от 1.652 до 1.664, что свидетельствует об умеренной железистости биотита, равной примерно 45-55% (Ушакова, 1971). Биотит обычно развивается по пироксенам и роговой обманке.

Плагиоклаз образует вытянутые кристаллы, по которым четко фиксируется трахитоидность. Состав его колеблется от 48 до 82% *An*. Наиболее распространенные значения укладываются в интервале 50-60% *An*. Иногда вместе с лабрадором присутствуют отдельные зерна андезина (38-40% *An*). Основными законами двойникования являются периклиновый и альбитовый. Средний состав плагиоклаза по 62 определениям составляет 56% *An* при $\sigma = 8.7$ и $V = 15.7$.

Кварцсодержащие ассоциации распространены в краевых частях массива и слагают восточный блок (рис. 28). Как правило, кварцсодержащие разновидности пород лишены пироксенов и лишь иногда содержат их в виде единичных реликтовых зерен. Устанавливаются две главные ассоциации: Рог+Би+Пл+Кв и Рог+Би+Эп+Пл+Кв+Хл. В кварцсодержащих породах, как и в бескварцевых, плагиоклаз обнаруживает четкую ориентировку, которая усиливается в приконтактных частях. В этом же направлении обычно ориентирован биотит. Роговая обманка нередко образует порфиробласты. Количественно-минеральный состав колеблется в широких пределах. Так, содержание кварца варьирует примерно от 6 до 32%. Как и в бескварцевых ассоциациях, непостоянно соотношение темноцветных минералов и плагиоклаза. Содержание биотита в кварцсодержащих разновидностях достигает 15%. В небольших количествах встречаются сфен, апатит, рудный.

Роговая обманка является главным породообразующим минералом рассматриваемых пород. Содержание ее колеблется от 16 до 62%. В отличие от буро-зеленой роговой обманки бескварцевых ассоциаций она плеохроирует в сине-зеленых тонах. Иногда вместе с роговой обманкой присутствует актинолит. Показатели преломления варьируют в следующих пределах: $N_g = 1.686-1.661$; $N_m = 1.660$,

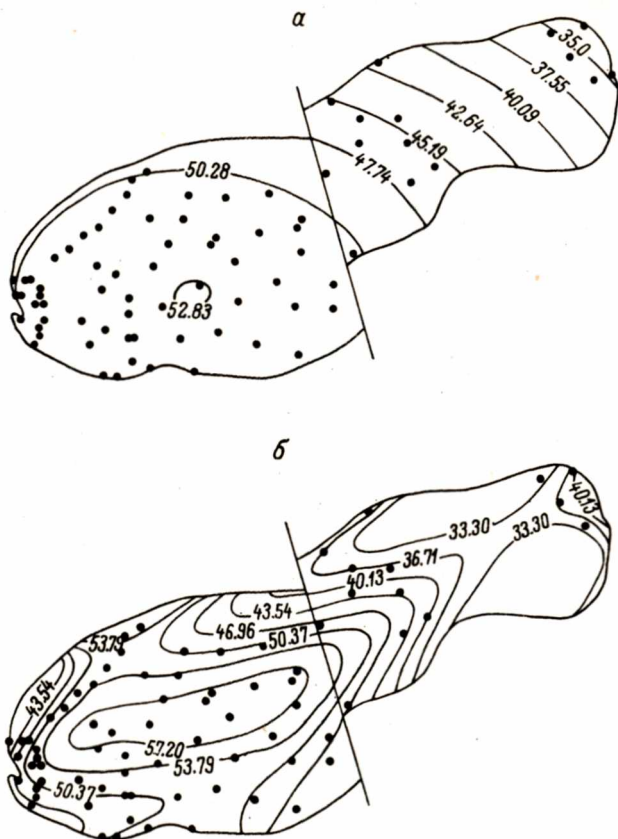


Рис. 30. Тренд состава плагиоклаза пород Каа-
ламского массива.

а – второй порядок тренда; б – четвертый порядок
тренда. Точки – места отбора образцов.

$N_p = 1.663-1.638$. Угол оптических осей равен $68-80^\circ$. Для ассо-
циации Рог + Эп + Би + Пл + Кв + Хл среднее его значение сос-
тавляет 71° при $\sigma = 2.37$ и $V = 3.35$; для ассоциации Рог + Би +
+ Кв $2V = 73^\circ$ при $\sigma = 4.45$ и $V = 6.11$. Таким образом, ро-
говая обманка кварцсодержащих ассоциаций отличается более высокой
железистостью, которую можно оценить в 60-70% (Дир и др., 1965).

Биотит плеохроирует в буровато-зеленых тонах. Светопреломле-
ние составляет 1.653-1.641 и сопоставимо с показателем преломле-

ния биотита вмещающих пород, где оно колеблется в пределах 1.647–1.639. По оптическим данным, рассматриваемый биотит более магнезиален по сравнению с биотитом бескварцевых ассоциаций. Железистость их может быть оценена примерно в 40–45% (Ушакова, 1971).

Плагиоклаз, как и в бескварцевых ассоциациях габброидов, наблюдается в виде вытянутых кристаллов, но здесь нередко наблюдается грануляция зерен. Состав его более кислый (35–48% An). Средний состав по 42 определениям равен 40% An ($\sigma = 5.4$, $V = 13.5$). В приконтактной зоне массива нередко наблюдаются зональные плагиоклазы. Встречено два типа зональных зерен: 1) центральная часть представлена битовнитом (82% An), краевая – лабрадором (54% An); 2) центральная часть – лабрадором 53% An и краевая – андезином 33% An .

Более кислый состав плагиоклаза в кварцсодержащих разновидностях наглядно показан с помощью тренда (рис. 30). Второй порядок тренда отражает общую закономерность: основной состав плагиоклаза в слабо измененных габброидах западной части массива и постоянное его раскисление в восточном направлении. Тренд пятого порядка дает возможность проследить раскисление плагиоклаза в направлении контактов массива. Здесь также четко виден более основной состав плагиоклаза в габброидах западной части массива.

Ксенолиты, как правило, имеют тот же минералогический состав, что и включающие их габброиды. В западной части массива распространены бескварцевые пироксенсодержащие ассоциации, в восточной – кварцсодержащие, беспироксеновые. Количественно-минералогический состав ксенолитов также сопоставим с количественно-минералогическим составом включающих их габброидов. Поля составов ксенолитов и габброидов в координатах плагиоклаз–темноцветные минералы почти полностью совпадают. При этом поле ксенолитов лишь незначительно смещено в сторону темноцветных минералов. Одинаков также состав породообразующих минералов в ксенолитах и габброидах (рис. 31).

Породы, отвечающие по составу плагиигранитоидам, встречаются иногда на площади развития кварцсодержащих ассоциаций габброидов, где содержание кварца достигает 32.7%. Единичные жилы, почти не содержащие темноцветных минералов, характеризуются переменным содержанием кварца и местами отвечают по составу плагиоклазиту. Они фиксируют ослабленные зоны и по своей природе, по всей вероятности, являются метасоматическими. Это предположение свидетельствует об их чрезвычайно непостоянном составе. Жилы встречаются исключительно среди кварцсодержащих метаморфизованных габброидов.

Химизм и вопросы петрологии. По химическому составу габброиды Кааламского массива, не испытывавшие вто-

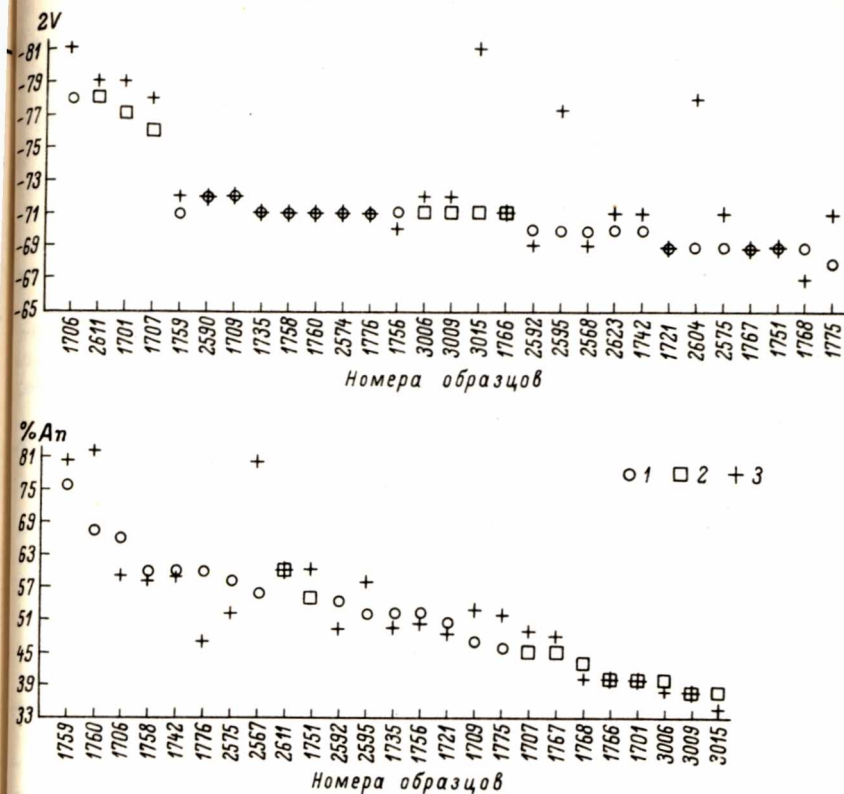


Рис. 31. Состав плагиоклазов и 2V роговой обманки в габброидах и ксенолитах.

1 — бескварцевые ассоциации; 2 — кварцсодержащие ассоциации; 3 — ксенолиты.

ричных изменений при региональном метаморфизме, относятся к толеитовому типу основных пород, высокоглиноземистому классу (Розин, 1974). По данным химического состава (табл. 7), среди них преобладают габброиды, сопоставимые с составом высокоглиноземистого, реже оливинового базальта (Йодер, Тилли, 1965; Розин, 1974). Ксенолиты в неизмененных габброидах центральной части массива близки к составу включающих их пород. Среди Кааламского массива отсутствуют породы, которые по своему составу могли бы быть отнесены к ультраосновным. Амфиболиты горы Рантомяки и окрестностей, рассматриваемые как метаморфизованные аналоги ультраосновных пород (Саранчина, 1949), представлены обр.

1886/3 (табл. 7). Как и другие ксенолиты (и габброиды), данная порода обогащена алюминием и, несмотря на высокое содержание темноцветных минералов (как нормативного, так и модального), не может быть отнесена к метаморфизованной ультраосновной породе. Ее состав характеризуется содержанием 49% нормативного плагиоклаза. Близким по составу является ксенолит амфиболита в восточной приконтактной части массива (обр. 3006/1, табл. 7), но он также характеризуется высоким содержанием алюминия.

Нами изучались также амфиболиты за пределами массива, наблюдающиеся в виде пластовых тел в глиноземистых гнейсах и сланцах. Обычно эти амфиболиты имеют порфиробластический облик и характеризуются высоким содержанием амфибола. В одном их обнажений можно было видеть, что порфиробластез является наложенным и развивается по ослабленным зонам в мелкозернистом амфиболите. Химический состав данных амфиболитов (обр. 1711 и 1711/1) приведен в табл. 7 (обр. 1711 – порфиробластический амфиболит). В отличие от габброидов Кааламского массива они характеризуются низким содержанием глинозема и щелочей и как следствие – нормативного плагиоклаза. При порфиробластезе, относимом по времени к периоду ультраметаморфизма, в амфиболите уменьшается содержание нормативного оливина, гиперстена и анортита, увеличивается содержание нормативного диопсида, т.е. порода становится более насыщенной SiO_2 с более кислым составом плагиоклаза. Данный амфиболит по своему химическому составу может быть сопоставим с метаморфизованной плагиоклазсодержащей ультраосновной породой, но у нас нет оснований для объединения его в один комплекс с габброидами Кааламского массива из-за различия в геологическом положении. Рассматриваемые пластовые согласные тела амфиболитов в толще глиноземистых гнейсов, по всей вероятности, представляют собой силлы, формирующиеся в период осадконакопления, тогда как Кааламский массив сформировался в позднеорогенный период.

Таким образом, не измененные в процессе регионального метаморфизма габброиды сформировались при кристаллизации основной магмы толеитового типа, отвечающей по составу высокоглиноземистому базальту без заметной дифференциации ее. Происхождение близких по составу и мелкозернистых по структуре ксенолитов может трактоваться как продукт быстрой приконтактной кристаллизации магмы с образованием „корки” и последующим взламыванием ее. Широкое развитие офитовых структур указывает на малоглубинные условия кристаллизации, а высокий процент водосодержащих минералов, равновесных с пироксенами, свидетельствует о высоком содержании воды в магме. Судя по вертикальному падению крупных ксенолитов в центральной части, можно предположить крутопадающую форму массива.

По данным М.И.Розинова (1974), серии глиноземистого класса формируются в процессе дифференцированных тектонических движений при существенной роли пластических деформаций. С подобным способом формирования согласуется и становление Кааламского массива.

М е т а м о р ф и з м. Выделяются три типа метаморфизма: контактовый, автометасоматический и региональный. Контактный метаморфизм выражается в термальном воздействии интрузии на вмещающие породы. Роговики представлены ассоциациями Гип+Би+Пл+Кум+Кв и Корд+Гр+Би+Пл+Кв, что позволяет относить их к гранулитовой фации метаморфизма низкого давления и указывает на высокотемпературное воздействие интрузии.

Автометасоматический метаморфизм развит в западном блоке. Он проявляется в площадной гидратации пироксенов с образованием зеленовато-бурой роговой обманки и бурого биотита. Гидратация происходит без нарушения оцитовых структур. Интенсивное проявление ее обусловлено малоглубинным характером интрузии. Вмещающие породы, испытывающие региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, характеризуются высоким парциальным давлением воды в поровом флюиде. Поэтому при формировании массива габброидная магма обогащается водой путем трансвапоризации.

Региональный метаморфизм на площади массива проявился неравномерно. Условия метаморфизма восточного блока характеризуются его положением в зоне низкотемпературной части амфиболитовой фации ниже изограды силлиманита. (Судовиков и др., 1970; рис.34). Западный блок расположен в высокотемпературной части амфиболитовой фации (зона ультраметаморфизма). Благодаря этому обстоятельству в западном блоке диафторические преобразования развиты лишь в приконтактной зоне, где породы вовлекались в складчатые деформации. В центральной части с региональным метаморфизмом связано лишь появление куммингтонита. В восточном блоке диафторез проявился интенсивно и повсеместно.

Как следует из сопоставления минерального состава пород сравниваемых блоков, диафторические преобразования заключаются в смене двупироксеновых ассоциаций ассоциацией Рог+Би+Эп. При этом происходит раскисление плагиоклаза и появляется кварц. Одновременно повышается железистость роговой обманки и понижается железистость биотита. Доказательством диафторического происхождения кварцсодержащих ассоциаций являются наблюдающиеся в отдельных местах реликты пироксена.

Диафторез габброидов сопровождается разуплотнением. Химизм метаморфического преобразования габброидов заключается прежде всего в исчезновении в их составе нормативного оливина и в появлении нормативного кварца. Содержание алюминия не изменяется, но за счет уменьшения содержания магния происходит резкое увеличение отношения Al_2O_3/MgO . Повышается содержание окиси

Таблица 7

Химический состав (в вес.%) пород Кааламского массива

Породы		Номер образца	Ассоциации	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Бескварцевые	габброиды	1707/1	Рог+Би+Пл+Кум	49.40	0.60	15.52	1.20	8.19
		1753	РП+МП+Рог+Би+Пл	51.40	0.69	18.61	2.45	7.33
		1881	РП+МП+Рог+Би+Пл	49.64	0.90	18.98	2.55	7.69
		3004	Рог+Би+Пл	48.66	0.85	19.67	1.74	8.33
	ксенолиты	1707	Рог+Пл	48.24	1.02	12.36	1.76	10.20
		1709	РП+МП+Рог+Би+Пл	52.40	0.65	13.91	3.55	8.05
		1735/1	РП+Рог+Би+Пл	49.34	0.81	16.33	1.79	11.35
		1881/1	РП+МП+Рог+Би+Пл	43.34	1.29	20.23	5.32	8.26
		1886/3	Рог+Би+Эп+Пл	47.16	0.66	16.06	2.78	8.12
Амфиболиты за пределами массива	Кварсодержащие габброиды	3005/4	Рог+Би+Пл	51.76	0.65	15.73	1.38	7.76
		3006/1	Рог+Би+Пл	47.64	0.78	16.46	2.00	9.27
		1690	Рог+Би+Пл+Кв	58.20	0.77	17.61	1.58	5.24
		1700	Рог+Би+Пл+Кв+Кум	58.12	0.55	17.93	1.10	5.67
		1709/1	МП+Рог+Акт+Би+Пл+Кв	53.02	0.98	18.18	2.55	6.25
		1728/3	Рог+Би+Пл+Кв	54.32	0.62	18.58	1.00	6.75
		1766	Рог+Би+Пл+Кв	55.64	0.57	19.03	1.50	5.67
		1886	Рог+Би+Пл+Кв+Хл	58.98	0.42	18.46	1.09	4.24
		3006	Рог+Би+Пл+Кв	50.14	0.82	18.98	1.75	7.69
		1711	Рог+Эп+Пл	50.22	0.55	6.31	1.22	7.18
		1711/1	Рог+Эп+Пл	49.16	0.78	7.84	1.62	8.26

Примечание. Аналитик Г.К.Пунка.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
0.19	9.23	10.10	2.12	1.27	0.13	2.01	99.96
0.15	5.77	9.18	3.0	0.80	0.14	0.68	100.20
0.19	5.89	10.06	2.69	0.81	0.10	0.96	100.46
0.16	5.02	10.00	3.16	0.72	0.15	1.56	100.02
0.22	10.18	11.96	1.99	0.54	0.10	1.52	100.09
0.20	6.98	10.26	2.04	0.84	0.16	0.99	100.03
0.17	8.83	5.80	2.47	1.42	0.08	1.31	99.70
0.19	5.48	11.54	1.61	1.48	0.12	1.42	100.28
0.22	9.23	12.02	1.97	0.71	0.05	1.43	100.41
0.14	7.32	9.80	3.01	1.00	0.15	1.41	100.11
0.19	7.56	10.86	2.52	0.68	0.19	1.94	100.09
0.13	3.35	6.36	3.57	2.02	0.10	0.95	99.68
0.14	3.95	7.14	2.77	1.72	0.15	1.03	100.27
0.15	4.85	9.08	2.94	1.20	0.11	0.81	100.12
0.16	5.45	8.48	2.00	1.27	0.15	1.23	100.01
0.12	3.68	8.36	3.38	1.00	0.15	1.02	100.12
0.09	3.38	8.08	3.56	0.51	0.08	1.07	99.96
0.15	5.06	9.90	3.14	1.02	0.13	1.49	100.27
0.19	13.90	17.38	0.91	0.51	0.10	1.65	100.11
0.18	14.25	14.96	0.84	0.64	0.10	1.40	100.03

калия. Раскисление ксенолитов происходит менее интенсивно, чем включающих их габброидов.

Таким образом, Кааламский массив сформировался в орогенный период при одноактном внедрении магмы, соответствующей по составу высокоглиноземистому базальту, и кристаллизовался в малоглубинных условиях без видимой дифференциации. Образование более кислых кварцсодержащих разновидностей вплоть до плагиогранитов обязано метаморфическому преобразованию габброидов в процессе регионального метаморфизма. Кааламская и близкая к ней по составу и условиям залегания Велимякская интрузии могут быть отнесены к формации малоглубинных позднескладчатых высокоглиноземистых габброидов орогенного периода.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Одной из основных проблем современной геологии является проблема изучения эволюции геологических процессов в истории Земли (Яншин, 1974), в которой одно из ведущих мест занимает эволюция магматизма. Основным звеном в познании эволюционных процессов является представление Дарвина о необратимых изменениях явлений, происходящих в природе. Применение этого принципа к изучению докембрийского магматизма должно привести к выяснению его специфики. В настоящее время ведущим методом изучения магматизма, в том числе и его эволюции, является формационный метод, который позволяет проводить сравнительный анализ конкретных магматических комплексов и формаций — локальных, сквозных (Фрейд, 1974) и формаций „двойников“, устанавливать приуроченность формаций к определенным стадиям и этапам тектонического развития — хроностратиграфическим интервалам (Лучицкий, 1974).

Изучение конкретных магматических формаций показало, что они также отличаются друг от друга по особенностям химизма однотипных горных пород, составу порообразующих минералов, что является отражением различий физико-химических условий их образования (Кутолин, 1972). Представляется, что эволюция магматизма имеет „сквозной“ характер, находит отражение во всех его аспектах, выяснение которых требует определенной специальной методики.

Вещественный состав магматических формаций различных стадий развития региона в докембрии Карелии четко отражается в специфике их химизма. Представляется целесообразным общие черты химизма каждого комплекса выражать в виде среднего состава. Имеющийся материал позволяет вычислить их средние составы по значительному количеству анализов (от 10 до 200–300).

Средние составы для однородных комплексов рассчитаны как среднеарифметические, в то время как для дифференцированных комплексов определялся средневзвешенный состав, где взвешивание проводилось по разрезам массивов или вулканических толщ с учетом площадного распространения дифференциатов.

Средние составы однородных комплексов (и некоторых дифференцированных) приблизительно соответствуют составу тех магм, которые возникли в докембрии. Таким образом, имеется возможность сравнивать не только магматиты — продукты магматической деятельности, но и сами магмы.

Менее определенно можно говорить о составе родоначальных магм для дифференцированных формаций, например базальт-андезит-липаритовой. Здесь состав родоначальной магмы пока не поддается объективному определению и во многом зависит от взглядов авторов на генезис самих формаций.

Расчеты средних составов комплексов проводились в пределах каждой структурно-формационной зоны, что позволяет сопоставить особенности химизма каждой структуры как в пределах одной формации, так и на протяжении всего времени формирования этой структуры.

Сопоставление средних составов магматических комплексов, входящих в одну формацию, но развитых в разных структурных зонах, показало их большое сходство. Это обстоятельство позволяет делать и некоторые обобщенные расчеты состава исходных магм для отдельных эпох протерозоя. Установлено также, что эволюция формаций в каждой зоне, как правило, имеет единую направленность (Слюсарев, Куликов, 1973). Эти данные, по нашему мнению, не являются случайными, связанными с методикой расчетов средних составов, а отражают особенности магм и их эволюции в процессе геологического развития региона.

Ниже рассматриваются главные аспекты петрохимической эволюции вулканизма и базит-ультрабазитового плутонизма.

Эволюция вулканизма. Вулканизм архея изучен крайне слабо. Выделение вулканогенной формации в архее беломорского комплекса проведено с некоторой долей условности, хотя на других докембрийских щитах земного шара проявление вулканизма в архее не вызывает сомнения, более того, процессы вулканизма резко преобладали над другими геологическими явлениями, связанными с формированием земной коры.

Средний состав амфиболитового (метабазальтового) комплекса соответствует толеитовым магмам континентальных областей (Бондаренко, Золотарев, 1974), практически тождествен архейским метабаазальтам Канады и характеризуется всеми чертами, типичными для базальтов архейских зеленокаменных поясов (низкое содержание K_2O и Al_2O_3 , низкое отношение окисного железа к закисному; Абрамович, Дворников, 1974). Высокое содержание кальция

сближает метабазальты архея с диабазами лопия (нижний протерозой). Лопские вулканы широко развиты в пределах Карелии, однако интенсивный метаморфизм не позволяет в ряде районов установить их первичную природу и фациальный состав. Эффузивы объединяются в последовательно-дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую, недифференцированную базальтовую (Робонен и др., 1975) и пикритовую формации. Очевидно, в качестве составной части последовательно-дифференцированной формации в Западной Карелии следует рассматривать лептитовую и лептито-порфировую формации (Чернов и др., 1970).

Возрастное взаимоотношение дифференцированной и недифференцированной формаций сложное. По данным В.И.Робонена и др. (1975), преобладающий андезитовый вулканизм дифференцированной формации начался ранее базальтового недифференцированного, а затем шло формирование обеих формаций одновременно. При этом базальтовая формация имеет локальное развитие, связанное с деятельностью отдельных вулканических центров, которые характеризовались специфичностью химизма вулканических продуктов.

Средневзвешенный состав последовательно-дифференцированной формации приближается к андезиту. Она отличается наибольшим размахом дифференциации вулканитов докембрия Карелии и, судя по индексу Пиккока (61.5), принадлежит к известково-щелочным сериям.

Пикритовая формация, выявленная в последнее время М.Г.Поповым в Костомукшской синклинали, по своим петрохимическим характеристикам довольно близка формации Комати (Южная Африка), представленной перидотитовыми и базальтовыми коматитами. Однако объем вулканитов ультраосновного состава в районе Костомукши весьма ограничен. Эффузивы ультраосновного состава, очевидно, принадлежащие к этой же формации, известны в восточной Карелии (район Параново), а также могут быть обнаружены и в других районах Балтийского щита.

В орогенную стадию карелид (сумий) происходило формирование двух вулканогенных формаций: андезит-базальтовой и липарит-дацитовой.

Сумийская (сумийско-сарийская) андезит-базальтовая формация существенно отличается от вулканических комплексов лопия. Ее формирование происходило в период активизации консолидированного в конце лопия основания вдоль разломов, пересекающих Центрально-Карельское сводовое поднятие (Хейсканен, 1973), а также в зоне сочленения Карельского и Беломорского мегаблоков. Вулканы сумия, несмотря на широкое развитие на территории Карелии, характеризуются довольно устойчивым составом.

На петрохимических диаграммах фигуративные точки средних составов различных структур образуют компактное поле (рис.32), расположенное обычно между полями составов лопских и ятулийских комплексов. По данным А.И.Голубева (1973), андезит-базаль-

товый комплекс северо-западного Прионежья имеет в вертикальном разрезе четкую гомодромную направленность эволюции, когда каждая из шести стадий вулканизма начинается с излияния лав более кислого состава, чем предыдущая.

По своим петрохимическим особенностям андезит-базальты сумия наиболее близки траппам молодых платформ (Кутолин, 1972). В ряде районов с андезит-базальтовой формацией пространственно связана липарит-дацитовая формация, которая в химическом отношении резко отличается от первой, а по ряду элементов и от кислых вулканитов лопия. В частности, в сумийских кислых вулканитах по сравнению с лопскими отмечается более высокое содержание кремнекислоты, калия и пониженное — алюминия. По-видимому, возникновение кислых лав в сумии произошло под влиянием базальтоидных магм в результате плавления верхних гранито-гнейсовых слоев земной коры.

Субплатформенный этап развития карелид характеризуется мощным проявлением магматизма, близкого к трапповому (Куликов, 1969; Светов, 1972).

Толейт-базальтовая формация ятулия, проявленная в течение четырех вулканических фаз, характеризуется высокой железистостью ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 11.5-14.0$) и титанистостью ($\text{TiO}_2 = 1.05-1.49$). По сравнению с андезит-базальтами сумия диабазы (базальты) ятулия отличаются также более низкими содержаниями SiO_2 . Общая тенденция дифференциации ятулийской толейт-базальтовой формации, так же как и сумийской андезит-базальтовой, феннеровская (рис. 32), переходная к агпайтовой. Уменьшение содержания кремнезема и алюминия в них сопровождается увеличением содержания суммарного железа, титана, кальция (при относительном постоянстве щелочей и магния). В то же время, по А.П.Светову (1972), для отдельных стадий лавовых излияний устанавливается известково-щелочной (боуэновский) тип дифференциации.

В целом химизм ятулийской толейт-базальтовой формации имеет много общих черт с траппами древних платформ (Кутолин, 1972).

Пикрит-базальтовая формация суйсария завершает процесс развития вулканизма в антидромном направлении на протяжении длительного отрезка времени — от сумия до вепсия. Вулканические продукты суйсария характеризуются высокой магнезиальностью ($\text{MgO} = 9.5-13.70$), повышенным содержанием хрома и силикатного никеля, превышающим мировые кларки. Базальты данной формации по классификации В.А.Кутолина (1972), следует относить к оливиновым толейтам океанов. В суйсарии наиболее четко проявляется специфика отдельных крупных структур. На значительной территории Карелии магмопроявление в этот период отсутствует, и лишь в синклиниях Ветреный Пояс и Пана-Куолаярвинский, а также в Онежской мульде отмечается интенсивная вулканическая деятельность,

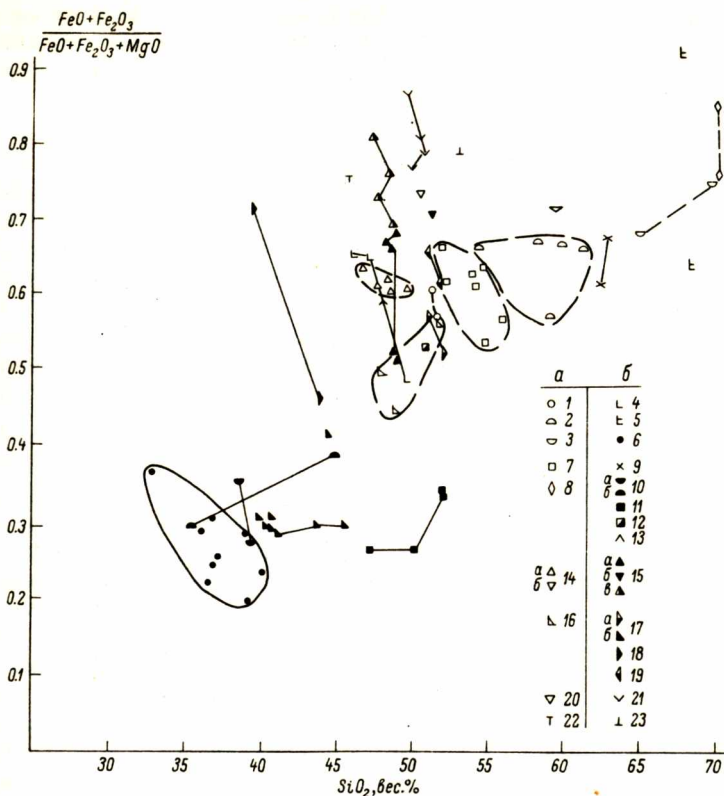


Рис. 32. Диаграмма $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ средних составов

вулканогенных и интрузивных базит-гипербазитовых комплексов протерозоя Карелии.

а - вулканогенные комплексы; б - интрузивные комплексы. Лопий: 1 - недифференцированные толеит-базальтовые; 2 - последовательно дифференцированные липарит-андезит-базальтовые; 3 - липарит-дацитовые; 4 - габбро-амфиболитовые; 5 - плагиогранитные; 6 - гипербазитовые. Сумий: 7 - андезит-базальтовые; 8 - липарит-дацитовые; 9 - диорит-плагиогранитные; 10 - габбро-норитовые (а - Хаутаваарская синклинали, б - Каменноозерская синклинали); 11 - перидотит-габбро-норитовые; 12 - клинопироксенит-диоритовые; 13 - диабазовые. Ятулий: 14 - толеит-базальтовые (а - Центральной и Северной Карелии, б - Гайкольской синклинали); 15 - габбро-диабазовые (а - дайковые тела, б - дайки и габброидные интрузии Гайкольской синклинали, в - силлы Центральной Карелии). Суйсарий: 16 - пикрит-базальтовые; 17 - габбро-перидотитовые (а - габброидные интрузии, б - оливинит-верлитовые); 18 - клинопироксенит-габбро-щелочные; 19 - долеритовые. Вепсий: 20 - высокоглиноземистый андезит-базальтовый; 21 - кварцевых габбро-диабазов. Рифей: 22 - трахибазальтовый; 23 - трахидолеритовый.

которая сопровождалась формированием гипабиссальных тел габбро-перидотитовой формации.

Вепсский (?) комплекс высокоглиноземистых андезит-дацитов района Янисъярви имеет весьма ограниченное развитие. Его химический состав резко отличается от кислых вулканитов протерозоя Карелии большими содержаниями калия, алюминия и железа; некоторые исследователи (Масайтис, 1973) рассматривают андезит-дациты Янисъярви как продукты плавления гранито-гнейсов в результате падения метеорита.

Платформенный вулканизм в Карелии представлен трапповой формацией рифея, развитой в районе Приладожья. Базальты рифея по сравнению с ятулийскими и суйсарскими вулканитами характеризуются повышенными содержаниями титана, железа, калия, алюминия и фосфора; пониженными — кремнезема и магния при сохранении содержания суммы сильных оснований. По своим петрохимическим параметрам они соответствуют траппам древних платформ (трахибазальтовой субформации).

Таким образом, анализ петрохимических особенностей средних составов вулканогенных комплексов докембрия Карелии позволили выявить основные особенности вулканизма, свойственные каждой стадии развития региона.

В петрохимическом отношении история вулканизма докембрия Карелии включает четыре этапа, границы между которыми не всегда совпадают с выделенными тектоно-магматическими циклами и его стадиями:

1 этап — толеитовый вулканизм архея (беломорские формации метабазальтов);

2 этап — преимущественно андезитовый вулканизм лопия (последовательно-дифференцированная базальт-андезит-липаритовая формация) с локально проявленными базальтовой (Приладожье, Хаутаваара и др.) и пикритовой формацией (Костомукша, Парандово);

3 этап — антидромное развитие вулканизма: сумий (андезит-базальтовая формация) — ятулий (толеито-базальтовая формация) — суйсарий (пикрит-базальтовая формация);

4 этап — проявление траппового (вепсий — рифей).

Характерно, что выявленные общие закономерности эволюции химизма вулканитов докембрия для Карелии в целом отчетливо прослеживаются и в отдельных структурно-фациальных зонах и в структурах. В то же время каждая структура отличается своей геохимической спецификой, которая обычно прослеживается на протяжении ряда геологических эпох. Так, для синклинория Ветреный Пояс по сравнению с другими структурами характерно пониженное содержание SiO_2 и щелочей, но повышенное MgO во всех вулканических комплексах (Гайкольская структура является по этим показателям противоположной Ветреному Поясу). Онежская мульда отличается повышенным содержанием TiO_2 , что в процессе эволюции

магматизма приводит к появлению титаномагнетитовых месторождений в этой структуре и ее обрамлении. Эта особенность, очевидно, отражает неоднородность состава субстрата — источника магм.

Обращает на себя внимание отсутствие в докембрии Карелии вулканогенных формаций щелочного ряда, что, вероятно, связано с малой мощностью земной коры в раннем докембрии.

Эволюция интрузивного магматизма. В протогеосинклинальную стадию развития карелид Карелии сформированы габбро-плагиогранитная и гипербазитовая формации.

Габбро-плагиогранитная формация изучена слабо. К габбровой составляющей отнесены габбро-диабазовый комплекс Хаутаваарской синклинали, представленный дайками и небольшими интрузивными телами, и Коросозерская габбро-амфиболитовая интрузия Ветреного Пояса. Плагиограниты практически еще не изучены. Габбро-диабазы данной формации по сравнению с остальными более молодыми габбро-диабазовыми комплексами протерозоя Карелии отличаются „примитивностью“ своего химического состава: пониженным содержанием титана, щелочей, особенно калия, кремнезема и повышенным — магния. Для изученных магматических тел устанавливается толеитовое направление дифференциации, при котором происходит уменьшение магния, увеличение коэффициента фракционирования при постоянстве содержаний кремнезема и железа. По отношению к эффузивным комплексам лопия интрузивные габбро-диабазы являются более основными. В них меньше кремнезема, алюминия, щелочей, больше кальция и магния при постоянстве суммы сильных оснований.

Тела оливинит-гарцбургитовых гипербазитовых комплексов образуют в пределах Карело-Кольского региона несколько гипербазитовых поясов (Титовско-Воронинский, Южно-Имандро-Варзургский, Аллареченский, Нотозерский, Кандалакшско-Ковдорский, Восточно-Карельский; Зак, Слюсарев и др., 1975). В составе гипербазитовых тел габброиды отсутствуют.

Для гипербазитовых комплексов по сравнению с другими магматическими образованиями Карелии характерны наибольшие содержания магния, хрома, наименьшие — кремнезема, щелочей, кальция, алюминия, титана. Средние составы комплексов отдельных структурно-тектонических зон имеют определенные различия, в первую очередь по содержанию магния и железа. Интрузиям присуще общее феннеровское направление дифференциации с элементами агпайтового, которое проявляется в увеличении абсолютных содержаний железа, уменьшении магния и суммы алюминия и кремнезема. Отношение

$\frac{Si}{Si+Al}$ относительно постоянно (0.96) и является наибольшим из всех других формаций.

Интрузивные образования орогенной стадии карелид представлены диорит-плагиогранитной, габбро-диабазовой, габбро-перидотитовой и перидотит-габбро-норитовой формациями.

Диорит-плагиогранитные и габбро-диабазовые комплексы рассматриваются как интрузивные аналоги сумийских вулканогенных андезит-базальтовых комплексов.

Сумийские габбро-перидотитовые комплексы Хаутаваарской (Южная Карелия) и Каменноозерской (Восточная Карелия) синклиналей состоят как из слабодифференцированных (оливинит-верлитовых), так и сложнотифференцированных массивов. Для слабодифференцированных массивов Хаутаваарской синклинали установлены секущие по отношению к вмещающим вулканитам интрузивные контакты с зонами закалки (Богачев, Попов, 1968).

Массивы характеризуются известково-щелочным направлением дифференциации и отличаются от гипербазитовых комплексов лопия большими содержаниями титана, алюминия, кремнезема и меньшими — магния, а по отношению к суйсарским габбро-перидотитовым комплексам — сумийские комплексы менее кремнеземистые и калиевые. Средний состав Хюрсюльского сложнотифференцированного массива этой синклинали отличается от слабодифференцированных массивов большими концентрациями титана, железа, щелочей, меньшими — кремнезема, магния при постоянстве суммы сильных оснований. Общее направление дифференциации при формировании Хюрсюльского массива (Богачев, Попов, 1968) толеитовое.

Для Вожминского массива Каменноозерской синклинали установлено наличие двух интрузивных фаз.

Средний состав первой (оливинит-верлитовой) фазы сходен с наиболее железистыми массивами гипербазитовой формации, но фаза в целом отличается от последних известково-щелочным направлением дифференциации (увеличение содержаний кремнезема, алюминия, кальция, уменьшение — магния при постоянстве содержания железа). Средний состав второй фазы (дайки верлит-клинопироксенит-габбрового состава) отличается от первой большими концентрациями кремнезема, щелочей и кальция, меньшими — магния при постоянстве содержания железа, что является как бы продолжением известково-щелочного направления дифференциации первой фазы массива.

Для массивов перидотит-габбро-норитовой формации свойственна глубокая камерная дифференциация массивов *in situ* в относительно спокойных тектонических условиях и сходные петролого-петрохимические особенности (Богачев, 1971) при громадной разнице в размерах и морфологии массивов. Верхний возрастной предел данной формации устанавливается по наличию более молодых гранитоидов, возраст которых для Карелии определяется как позднеинжнепротерозойский. На петрохимической диаграмме (см. рис. 32) поля средних составов массивов перидотит-габбро-норитовой формации находятся на непосредственном продолжении полей габбро-перидотитовой формации, отличаясь от последних повышенными содержаниями алюминия, кремнезема, кальция и щелочей при равных количествах железа и титана.

Эволюция средних составов отдельных массивов данной формации (с учетом средних составов ряда массивов Кольского полуострова) отражает известково-щелочное (боуэновское) и толеитовое направления дифференциации, которые также являются последовательными стадиями формирования интрузий данного формационного типа (Богачев, 1971). Известково-щелочное направление дифференциации выражается в увеличении содержаний кремнезема, алюминия, суммы сильных оснований, уменьшении магния при постоянстве железа и титана, толеитовое – в уменьшении содержаний магния при постоянстве содержаний кремнезема, железа, суммы сильных оснований.

Сопоставление средних составов интрузий перидотит-габброноритовой формации со средними составами комплексов, являющихся производными толеитовых магм, показывает их качественное отличие, что ставит проблему об исходных магмах данной формации. По всей вероятности, ближе всего они подходят к пикритовому ряду магм, образующихся и развивающихся в условиях тектонической стабилизации.

Для протоплатформенной стадии карелид Карелии выделены следующие интрузивные формации: габбро-диабазовая, габбро-перидитовая и габбро-щелочная.

Ятулийская габбро-диабазовая формация включает две фациальные группы интрузий: 1) дайки и 2) пластовые тела (силлы). Дайки изучены в основном в полях развития сумийских габбро-перидитовых и перидотит-габбро-норитовых комплексах. Средние химические составы дайковых комплексов отличаются от средних составов силлов большими содержаниями магния, глинозема, кальция, меньшими – железа, титана, щелочей при постоянстве кремнезема. Такое соотношение элементов отражает сквозную феннеровскую тенденцию дифференциации данной формации, характеризующуюся уменьшением магния и кальция, увеличением железа, титана и щелочей при постоянстве кремнезема и суммы сильных оснований. Дайковый комплекс габбро-диабазов Гайкольской синклинали отличается от остальных габбро-диабазов меньшим содержанием магния, большими – щелочей и кремнезема при одинаковых содержаниях алюминия, железа, титана. Эта же петрохимическая специфика Гайкольской структуры отмечалась при рассмотрении эволюции вулканизма.

Ятулийская габбро-диабазовая формация в целом по отношению к лопским габбро-диабазам характеризуется пониженными концентрациями магния, кальция и повышенными – железа, титана, щелочей, кремнезема и алюминия при постоянстве суммы сильных оснований

и отношения $\frac{Si}{Si + Al}$.

По отношению к соответствующим эффузивным аналогам лопские габбро-диабазы являются более основными, ятулийские – более кислыми. От протогеосинклинальной к субплатформенной стадии развития карелид произошла инверсия петрохимических соотношений между вулканогенными и интрузивными комплексами толеитовых магм.

Суйсарская габбро-перидотитовая формация, приуроченная к наиболее мобильным зонам, появляется на заключительных этапах антидромного развития вулканизма и генетически связана с наиболее основными его производными – пикритами. От сумийской габбро-перидотитовой формации средние составы данной формации отличаются меньшими содержаниями магния, большими – кремнезема, алюминия, кальция, щелочей, снижением $\frac{Si}{Si+Al}$ (0.88 против 0.92). Основной ее петрологической особенностью является „сквозная“ известково-щелочная направленность дифференциации (увеличение содержаний кремния, алюминия, кальция, щелочей, уменьшение магния при постоянстве содержания железа и отношения $\frac{Si}{Si+Al}$). В конце этого ряда располагается сложодифференцированный Гайкольский массив с габбро-норитовой серией пород, средний состав которого обладает наибольшими содержаниями кремнезема, щелочей, кальция, наименьшими – магния. В отличие от массивов перидотит-габбро-норитовой формации, характеризующихся двумя направлениями дифференциации, Гайкольскому массиву присуще только одно направление (известково-щелочное).

С суйсарской габбро-перидотитовой формацией связаны тела габброидов и дайки габбро-диабазов (Слюсарев, Куликов, 1973), которые по своему химическому составу отличаются от ятулийских габбро-диабазов большими содержаниями кремнезема, магния, меньшими – железа и титана.

После открытия В.Д.Слюсаревым в 1972 г. севернее Елетьозерского габбро-щелочного массива Тикшезерского клинопироксенит-тералит-щелочного массива петролого-петрохимические рамки протерозойской щелочной формации Карело-Кольского региона расширились и ее теперь следует называть клинопироксенит-габбро-щелочной с выделением двух субформаций (комплексов) в Карелии: клинопироксенит-щелочной (Тикшезерский массив) и габбро-щелочной (Елетьозерский массив).

Массивы клинопироксенит-габбро-щелочной формации в суб-платформенную стадию развития карелид образовались в антиклинорных блоках в зоне глубинного разлома субмеридионального простирания, приуроченного к границе крупных блоков земной коры (опущенного Ботнического и приподнятого Беломорского), достигающего границы Мохоровичича (Цирульников и др., 1968). Тикшезерский массив, занимающий площадь около 25 км², сложен оливинит-верлитовыми и клинопироксенит-тералитовыми сериями пород с зонами нефелинизации и жилами нефелиновых сиенитов. Массив пересечен также жилами микроклиновых плагиогранитов. Для оливинит-верлитовой серии присуще известково-щелочное направление дифференциации, для клинопироксенит-тералитовой – толеитовое с элементами агпайтового (уменьшение содержаний кремнезема, магния, увеличение – глинозема, суммы сильных оснований – сначала кальция, затем щелочей при постоянстве содержаний железа). Средний хими-

ческий состав массива близок среднему составу пикрита по Дэли, отличаясь от него большими содержаниями титана и особенно кальция, меньшими — магния.

Елетьозерский габбро-щелочной массив отличается наибольшей сложностью своего строения и для него установлена последовательная смена взаимно обусловленных направлений дифференциации: феннеровское для серии мелкозернистого габбро-габбро-норита; агпайтовое для серий крупнозернистого габбро и плагиоклазита-перидотита; известково-щелочное — для серии слюдистого ортоклазового габбро, даек диабазов и спессартитов, нефелиновых сиенитов. Средний состав Елетьозерского массива, по А.А.Кухаренко и др. (1969), отвечает составу щелочного базальта.

Общее (генеральное) направление дифференциации для клинопироксенит-габбро-щелочной формации состоит в увеличении содержания титана, железа, алюминия, щелочей, уменьшении — кремнезема, магния, кальция при постоянстве суммы сильных оснований, уменьшении отношения $\frac{Si}{Si+Al}$, как бы сочетая в себе черты феннеровского и агпайтового направлений дифференциации.

Петрохимические поля данной щелочной формации являются как бы продолжением полей суйсарской габбро-перидотитовой формации при прогрессирующем увеличении концентраций титана, щелочей, железа и уменьшении магния (рис. 32). Отличительными особенностями клинопироксенит-габбро-щелочной формации являются максимальное содержание кальция и алюминия, а также отсутствие эффузивных аналогов у перидотит-габбро-норитовой формации. Эти особенности щелочной формации позволяют считать, что она произошла из специфических пикритовых магм, генерированных на заключительном этапе антидромной эволюции магматизма в антиклинорных блоках фундамента карелид со специфическим строением земной коры. Решение проблемы генезиса пикритовых магм, обогащенных кальцием, глиноземом и титаном, по-видимому, лежит в основе проблемы щелочного магматизма протерозоя Балтийского щита.

Вепсские силлы габбро-диабазов западного побережья Онежского озера отличаются от ятулийских меньшими содержаниями магния, кальция, большими — кремния и щелочей, в том числе калия. Средний состав Пудожгорской интрузии сходен с вепскими по содержанию кремнезема, алюминия и калия, отличается наибольшим содержанием железа и титана, наименьшим магния. От сходного в петрологическом отношении Койкарского габбро-диабазового силла ятулийской габбро-диабазовой формации она отличается большими концентрациями железа, кремнезема, щелочей, меньшими — магния и кальция. С вепскими силлами Пудожгорскую интрузию также сближает наличие горизонтов кварцсодержащих габбро-диабазов.

Общая направленность дифференциации данного комплекса (без Пудожгоры) толеитовая, характеризующаяся небольшими колебаниями содержаний кремнезема, щелочей, суммы сильных оснований и

железа при уменьшении содержаний магния. Дифференциация в каждом отдельном силле имеет свои специфические особенности, Ропучейскому силлу свойственно толеитовое направление дифференциации (постоянство содержаний щелочей, железа, суммы сильных оснований при уменьшении содержаний магния); Остречинскому — сочетание элементов толеитового и известково-щелочного, увеличение содержаний кремнезема, уменьшение магния при постоянстве содержаний железа и суммы сильных оснований. Для Пудожгорской интрузии, отличающейся наибольшим диапазоном дифференциации, свойственно известково-щелочное направление дифференциации: увеличение содержаний кремнезема, алюминия, уменьшение магния, железа при постоянстве суммы сильных оснований.

Платформенный магматизм Карелии представлен трахидолеритовым комплексом (Валаамский силл) рифейской трапповой формации. От вепсских габбро-диабазов его средний состав отличается меньшими содержаниями железа, кальция, большими — калия, натрия, кремнезема при примерно одинаковых содержаниях титана, магния, алюминия. Направление дифференциации известково-щелочное. По сравнению с вулканитами рифейской трапповой формации Валаамский силл является существенно более кислым. В нем значительно больше калия, кремнезема, меньше магния при примерно одинаковых количествах глинозема и суммы оснований.

Таким образом, на каждой стадии тектонического развития карелид Карелии интрузивные базит-гипербазитовые комплексы являются производными толеитовых, перидотитовых и пикритовых магм. Производные толеитовых магм образуются преимущественно на начальных этапах каждой стадии карельского тектоно-магматического цикла.

Для протогеосинклинальной стадии характерна наибольшая полярность производных этих типов магм: габбро-диабазовые комплексы „примитивного“ типа и плагиограниты, с одной стороны, и оливин-гарцбургитовые гипербазитовые комплексы — с другой. В орогенную стадию габбро-перидотитовые и перидотит-габбро-норитовые комплексы образуют единый эволюционный ряд. Эффузивные аналоги их неизвестны. В субплатформенную стадию сначала образуются интрузивные габбро-диабазовые комплексы ятулия, а затем габбро-перидотитовые и клинопироксенит-габбро-щелочные комплексы как производные пикритовых магм. Завершается субплатформенная стадия внедрением даек и силлов кварцевых габбро-диабазов. Пикритовые магмы этой стадии имеют как эффузивные, так и интрузивные производные. В вепсии эволюция толеитовых магм приводит к образованию гранитов рапакиви (Полканов, 1956).

В итоге общая эволюция интрузивного основного-ультраосновного магматизма карелид Карелии, несмотря на противоречивость его развития, является гомодромной (Слюсарев, Куликов, 1973).

Эволюция габбро-диабазовых комплексов от лопия к вепсию идет в сторону увеличения содержаний калия, натрия, титана, желе-

за, кремнезема и уменьшения магния и кальция при постоянстве содержаний суммы сильных оснований и отношения $\frac{Si}{Si+Al}$. Увеличение содержаний кремнезема и щелочей между стадиями тектоно-магматического цикла происходит скачкообразно.

Преобладающим направлением дифференциации для габбро-диабазовых компонентов является толеитовое и феннеровское с появлением известково-щелочного в наиболее молодых структурах (Пудожгора, Валаам).

Габбро-перидотитовые и перидотит-габбро-норитовые комплексы помимо больших содержаний магния и меньших кремнезема, алюминия, щелочей и кальция отличаются от габбро-диабазовых и качественно иным поведением алюминия, кремния, сильных оснований. В процессе эволюции первых групп комплексов происходит резкое увеличение содержаний глинозема, кремнезема, сильных оснований (главным образом) в противоположность большему постоянству содержаний этих компонентов в габбро-диабазовых комплексах. В габбро-перидотитовых и перидотит-габбро-норитовых комплексах увеличение $Si + Al$ происходит при постоянстве содержаний железа; в габбро-диабазовых — увеличение железа при относительном постоянстве $Si + Al$ или их некотором уменьшении. Преобладающие направления дифференциации для этих двух формаций — известково-щелочное для перидотитовых серий и толеитовое для габброидных. Специфика клинопироксенит-габбро-щелочной формации состоит в максимальных содержаниях алюминия, кальция, титана и агпайтовом направлении дифференциации.

Таким образом, основной закономерностью эволюции основного-ультраосновного магматизма карелид Карелии является комплементарность его эффузивных и интрузивных производных, отражающая диалектические противоречия его развития, которые проявляются на всех уровнях.

В генерализованном виде эта комплементарность выражена в антидромной эволюции вулканизма и гомодромной интрузивного магматизма. Комплементарность проявилась также в уменьшении контрастности эффузивного и интрузивного магматизма в каждой последующей стадии карельского тектоно-магматического цикла. В суйсарии, в конце антидромной эволюции вулканизма, происходит смыкание эффузивного и интрузивного магматизма, который представлен производными ультраосновных магм. С вепсия магматизм представлен только производными толеитовых магм с их эволюцией до гранитов рапакиви.

Общая антидромная направленность эволюции вулканизма и гомодромная эволюция интрузивного магматизма происходят противоречно. Так, антидромная направленность вулканизма сопровождается известково-щелочной (гомодромной) направленностью дифференциации отдельных комплексов, общая гомодромная эволюция интрузивного

живного магматизма происходит на фоне преобладающей толеитовой и феннеровской направленности дифференциации. Известково-щелочное направление проявилось только в перидотитовых сериях габбро-перидотитовой и перидотит-габбро-норитовой формаций, а также на заключительном этапе эволюции толеитовых магм.

З а к л ю ч е н и е. Изложенные выше эмпирические закономерности направленной эволюции основного-ультраосновного магматизма докембрия Карелии позволяют высказать несколько положений, на которых должна базироваться, по мнению авторов, разрабатываемая модель докембрийского петрогенезиса.

1. Различие в химических составах докембрийской и современной верхней мантии, выраженное, в частности, в наибольшей железистости гипербазитовых комплексов нижнего протерозоя (Глазунов, 1973; Зак и др., 1975).

2. Уменьшение геотермического градиента в процессе все увеличивающейся стабилизации земной коры и увеличения глубины генерации магматических очагов, судя по увеличению железа и титана в их производных.

3. Развитие магматизма в течение единого карельского тектоно-магматического цикла продолжительностью около одного миллиарда лет на сравнительно ограниченной площади при сохранении устойчивой специализации отдельных структурных зон (Гайкольская синклиналь, Ветреный Пояс и т.д.) и зон глубинных разломов, контролирующих, в частности, размещение щелочного магматизма, свидетельствует об устойчивой связи по вертикали между верхней мантией и корой.

4. Выявленную смену в течение каждой стадии цикла толеитовых и андезитовых магм перидотитовыми и пикритовыми исходя из их комплементарности логичнее всего объяснить прогрессирующим проплавлением верхней мантии вплоть до ее почти полного расплавления. Рубежами качественной смены эволюции магматизма в протерозое можно считать границы лопия-сумия и суйсария-вепсия, завершившихся образованием перидотитовых и пикритовых магм.

Созданию модели докембрийского петрогенезиса в настоящее время препятствуют недостатки в наших познаниях архейского магматизма. Остается неясной роль вулканизма в формировании комплекса беломорид. При сопоставлении архейских образований Балтийского щита с другими докембрийскими щитами (Канадским, Южно-Африканским, Австралийским) резко бросается в глаза обильное проявление в последних вулканитов, состав которых колеблется от перидотитов до липаритов.

Определенные трудности связаны также с дискуссионностью ряда проблемных вопросов геологии докембрия Карелии: соотношение беломорид и карелид, положение ладожской серии, наличие внутрипегматитовых гранитоидов; соотношение лопия и сумия и другие.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И.И., Дворкина Б.Д. Петрохимическая специфика древнейших докембрийских вулканитов. – В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974.

Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.

Богачев А.И. Бураковский массив. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971 а.

Богачев А.И. Некоторые петрохимические особенности дифференцированных интрузий. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971 б.

Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.И., Лавров М.М., Попов М.Г., Слюсарев В.Д. Гипербазиты протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона и опыт формационного анализа. – В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.

Богачев А.И., Попов М.Г. Некоторые геолого-петрохимические особенности массива Хюрсюля. – В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.

Бондаренко В.Н., Золотарев Б.П. Основные тенденции петрохимической эволюции толеитовых серий. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.

Брандт С.Б. К термодинамике изотопного обмена в равновесных минеральных ассоциациях. – ДАН СССР, 1974, т.214, №6.

Бугров Н.М., Богачев А.И., Калинин Ю.К., Слюсарев В.Д., Якубовский А.В., Исаев Н.В. Изотопный состав вод докембрийских ультрабазитов Карелии. – Тезисы докл. на V Всесоюзном симпозиуме по геохимии стабильных изотопов, ч.2, М., 1974.

Бугров Н.М., Богачев А.И., Калинин Ю.К., Слюсарев В.Д., Якубовский А.В. Изотопный состав вод до-

кембрийских ультрабазитов Карелии. – ДАН СССР, 1975, т. 220, № 3.

Велинский В.В., Пинус Г.С., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. – ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7, АН СССР.

Виноградов Л.А. Гипербазитовая формация юго-запада Кольского полуострова. – Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1970.

Вишневская Ю.Е., Михайлова З.И. К вопросу о роли магматического и метаморфического факторов в формировании медно-никелевого оруденения в гипербазитовом комплексе Печенги. – В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

Гарбар Д.И., Мильштейн В.Е. Стратиграфия и новые формы микрофитолиитов южного Прионежья. – ДАН СССР, 1970, т. 195, № 1.

Гиларова М.А. Спилиты Кончозерского района Карело-Финской ССР. Л., 1941.

Глазунов О.М., Корнакова Ю.Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Геохимия, 1973, № 5.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарёв Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.

Годлевский М.Н. Диаграммы кристаллизации медно-никелевых руд на послемагматическом этапе их формирования. – Тр. ЦНИГРИ, 1973, вып. 108.

Голубев А.И. Петрохимические особенности вулканогенных комплексов Кумсинской структуры (Центральная Карелия). – В кн.: Природные ресурсы Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск, 1973.

Горбик Н.А., Попов М.Г. Массив Кивач. – Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968.

Горлов Н.В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., 1967.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968 а.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968 б.

Грин Т.Х., Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. – В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970.

Дир У.А., Хаури Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.2. М., 1965.

Дортман Н.Б. Петрографическая характеристика пород типичных магматических формаций. – Сов. геология, 1974. № 7.

Елисеев Н.А. К вопросу о генезисе месторождений сегозерского горшечного камня. – Зап. Российск. минер. общ., 1929, ч.58, вып. 1.

Елисеев Н.А., Горбунов Г.И., Елисеев Э.Н., Масленников В.А., Уткин К.Н. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.-Л., 1961.

Желубовский Ю.С., Лебедев О.Н. Геологическое описание района д.Улялеги КАССР. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Карельской АССР. М.-Л., 1936.

Желубовский Ю.С., Озеров И.М., Рохлин М.И., Сафронов Н.И. Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Соддерского района юго-западной Карелии. Петрозаводск, 1937.

Жданов В.В. О связи основного и кислого магматизма Ладожского прогиба. – Бюлл. МОИП, 1972, отд. геологии, т.Х(4).

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы, М., 1956.

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, 1972.

Зак С.И., Слюсарев В.Д., Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.И. Гипербазитовые пояса Карело-Кольского региона. – ДАН СССР, 1975, т.221, № 6.

Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965.

Кайряк А.И. Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований Южной Карелии. – В кн.: Стратиграфия и isotopная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита, Л., 1971.

Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья. – Вестник ЛГУ, 1967, № 12, сер. геол., вып. 2.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения на примере Кольского полуострова, Л., 1973.

Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., 1967.

Коржинский Д.С. Соотношение между минералогическим составом и величиной химических потенциалов компонентов. – Зап. ВМО, 1944, № 1.

К о р ж и н с к и й Д.С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности в отношении минералов переменного состава. – ДАН СССР, 1952, т. 86, № 3.

К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955.

К о р ж и н с к и й Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973.

К о с о й Л.А. Геолого-петрографический очерк Керетского района Северной Карелии – Уч. зап. ЛГУ, 1938, № 6, сер.геол., почв., географ.

К о ч н е в-П е р в у х о в В.И. Ультраосновные интрузии Аллареченского района. – В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.

К о ч н е в-П е р в у х о в В.И. Нотозерский антиклинорий (Аллареченский никеленосный район). – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971.

К р а т ц К.О. О титаномагнетитовом оруденении в иотнийских основных породах Южной Карелии и генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. – Материалы ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 2.

К р а т ц К.О. Иотнийские основные породы южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение. – В кн.: Материалы по геологии Карелии. Петрозаводск, 1959.

К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., 1963.

К р а т ц К.О. Складчатые системы и массивы Балтийского щита. – Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974.

К р а т ц К.О., Ш у р к и н К.А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. – В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. XXI сессия МГК, Докл. сов. геологов, Проблема 9. М., 1960.

К р и с т А.А. Талько-хлориты. – Тр. Первой Карельской геолого-разведочной конференции, Л., 1933.

К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.

К у л и к о в В.С. Базальтовый комплекс кряжа Ветреный Пояс. – Автореферат канд. дисс. Свердловск, 1969.

К у л и к о в В.С. Суйсарский магматизм Онежской мульды. – В кн.: Природные ресурсы Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск, 1973.

К у л и к о в В.С., С л ю с а р е в В.Д., К о ч н е в-П е р в у х о в В.И. Специфика базит-ультрабазитового магмопроявления в Северной Карелии. – Изв. АН СССР, 1974, сер.геол., № 12.

К у с и р о И., Й о д е р М.Л. Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968.

К у т о л и н В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972.

К у х а р е н к о А.А., О р л о в а М.П., Б а г д а с а р о в Э.Н. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969.

Л а в р о в М.М. Олангская группа интрузий. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Жильского региона. Л., 1971.

Л е б е д е в В.И. К вопросу о процентах образования друзитов, пироксено-гранатовых амфиболитов. – Тр. Лен. общ. естествоиспытателей, 1951, т.68, вып. 2.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф.Ю. Олонечская диабазовая формация. – Тр. СПб. общ. естествоиспытателей, 1888, т.19.

Л и х а ч е в А.П. О природе магматических месторождений. – Сов. геология, 1973, № 5.

Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., К р а т ц К.О., Г е р л и н г Э.К., Г о р о х о в И.М. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972.

Л у т ц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., 1974.

Л у ч и ц к и й И.В. Некоторые вопросы изучения вулканической деятельности. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.

М а л а х о в И.А. Средний состав ультраосновных пород Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т.2. Свердловск, 1969.

М а л о в Н.Д. Закономерности размещения „друзитов” в структуре беломорид (на примере Северной Карелии). – Сов. геология, 1974, № 2.

М а р а к у ш е в А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973.

М а с а й т и с В.Л. Геологические последствия падения кратеорообразующих метеоритов. Л., 1973.

М а ш к о в ц е в С.Ф. К вопросу о беломорских друзитах. – Тр. Лен. общ. естествоиспытателей, 1927, т. VII, вып. 4.

М и ш а р е в Д.Т., А м е л а н д о в А.С., З а х а р ч е н к о А.И., С м и р н о в а В.С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. – Тр. ВСЕГЕИ, 1960, нов.серия, т. 31.

Н е г р у ц а Т.Ф. Типы разрезов и стратиграфия карелид северо-восточного склона Карельского массива. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971.

П а л е й И.П. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1970.

П е к у р о в А.В. Новые данные об ятулийских отложениях восточной Карелии. – ДАН СССР, 1969, т. 168, № 1.

П е к у р о в А.В. Район оз. Выгозера. – В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972.

П о л ж а н о в А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. – Тр. XVII сессии МГК, 1939, т.2.

П о л ж а н о в А.А. Геология хогландия – иотния Балтийского щита. – Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 2.

П о п о в М.Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. – В кн.: Вулканогенные гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.

П о п о в М.Г. Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля-Хаутаваара (Южная Карелия). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971.

П о п о в М.Г., М о р о з о в С.А., Б о г а ч е в А.И. Комплексная геохимическая оценка никеленосности дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий (на примере Хюрсюльского массива Центральной Карелии). – В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценка потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.

П р е д о в с к и й А.А., Ж а н г у р о в А.А., Ф е д о т о в Ж.А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971.

П у т е в о д и т е л ь геологической экскурсии по Карелии. Петрозаводск, 1972.

Р о б о н е н В.И., Ч е р н о в В.М., Р ы б а к о в С.И., К о р о с о в В.И., Г о р ь к о в е ц В.Я. Особенности вулканизма раннего докембрия Балтийского щита. – Материалы II Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. Петрозаводск, 1975.

С а р а н ч и н а Г.М. Оливиновые габбро-нориты (друзиты) Керетского района (Беломорье). – Уч. зап. ЛГУ, 1946, № 93, сер. геол.-почв. наук, вып. 14.

С а р а н ч и н а Г.М. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. – Изв. Карело-Финской научн.-исслед. базы АН СССР, 1948, № 2.

С а р а н ч и н а Г.М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия). – Изв. Карело-Финской научн.-исслед. базы АН СССР, 1949, № 2.

С в е т о в А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., 1972.

С и н и ц ы н А.В. Юго-восточная часть Балтийского щита. (Проблемы строения и развития). – Автореф. дисс. М., 1974.

С л ю с а р е в В.Д. Синклинорий Ветреный Пояс. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971.

С л ю с а р е в В.Д., К у л и к о в В.С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя. Л., 1973.

С о к о л о в В.А., Г а л д о б и н а Л.П., Х е й с к а н е н К.И., С в е т о в А.П. и др. Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1972.

С о л о в ъ е в С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., 1970.

С у д о в и к о в Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). М.-Л., 1939.

С у д о в и к о в Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4.

С у д о в и к о в Н.Г., Г л е б о в и ц к и й В.А., С е р г е е в А.С., П е т р о в В.П., Х а р и т о н о в А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье), Л., 1970.

С т е н а р ь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). - Геотектоника, 1972, № 5.

С т е н а р ь М.М. и др. Архей. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии, Л., 1973.

С т е п а н о в В.С. Друзиты губы Домашней Белого моря. - В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Жильского региона. Л., 1971а.

С т е п а н о в В.С. Комплекс лерцолитов-габбро-норитов среди друзитов Западного Беломорья. - Тезисы докладов геологической межобластной конференции по проблеме "Геология и полезные ископаемые Карелии". Петрозаводск, 1971 б.

С т р о н а А.А. О некоторых друзитах Кандалакшского залива Белого моря. - Материалы по общей и прикладной геологии, 1929, вып. 127.

Т и м о ф е е в В.М. Петрография Карелии. - Петрография СССР, 1935, серия 1, вып. 5.

У ш а к о в а Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М., 1971.

У э й д ж е р А., Б р а у н Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970.

Ф е д о р о в Е.С. О новой группе изверженных пород. - Изв. Моск. сельхоз. инст., 1896, № 1.

Ф р е м д Г.М. Опыт применения формационного метода к изучению эволюции процессов вулканизма. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Л., 1974.

Х а з о в Р.А. Гайкольский массив. - В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Жильского региона. Л., 1971.

Х а р и т о н о в Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.-Л., 1966.

Х е й с к а н е н К.И. Фациально-тектоническая реконструкция периода формирования сумийско-сариолийского вулканогенно-оса-

дочного комплекса. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973.

Цирульников М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сохол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. - Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970.

Шинкарев Н.Ф., Анищенкова О.Н. Новые данные о составе и строении салминского комплекса рапакиви. - Изв. АН СССР, 1973, сер. геол., № 2.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., 1962.

Шуркин К.А., Дук В.А., Митрофанов Ф.П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.

Шуркин К.А. и др. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Л., 1974.

Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогеническая специализация. - Сов. геология, 1973, № 6.

Яковлев И.А. Особенности состава двух типов дифференцированных массивов Печенги и некоторые признаки перспективности их на богатые медно-никелевые руды. - В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.

Яншин А.Л. О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.

Eskola P. Granitisierung bei Orogenese und Epirogenese. - Geol. Rundsch., 1961, Bd.50, 105.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. - Bull. Volcanol., 1959, 2=nd ser., v.20.

Kuno H. High-alumina basalt. - J. Petrol., 1960, v. N 1.

McCall G.J.H., Leishman J. Clues to the origin of Archean eugeosynclinal peridotites and the nature of serpentinisation. - Geol. Soc. Australia, 1971, Spec. Pub. 3.

Oliver R.Z., Nesbitt R.W., Hausen D.M., Franzen N. Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1972, v.36, N 4.

Pyke D.R., Naldrett A.J. and Eckstrand O.R. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. - Geol. Soc. America Bull., 1973, v.84.

Simonen A. Pre-Quaternary rock in Finland. - Bull. Comm. geol. Finland, 1960, N 1191.

Viljoen M.J., Viljoen R.P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. - Geol. Sec. South Africa, 1969, Spec. Pub.2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие (А.И.Богачев)	3
<u>Стадии тектонического развития и магматические формации докембрия Карелии (А.И.Богачев, В.С.Куликов, А.П.Светов, Л.П.Свириденко, В.Д.Слюсарев, В.С.Степанов)</u>	5
<u>Базит-ультрабазитовый магматизм Беломорской складчатой системы</u>	9
Магматические комплексы и некоторые черты эволюции основного-ультраосновного магматизма центральной части западного Беломорья (В.С.Степанов)	9
<u>Базит-ультрабазитовый магматизм Карельской складчатой системы</u>	26
Северо-Карельская структурная зона	26
Базит-ультрабазитовые формации Пана-Куоляярвинского синклинория (В.И.Кочнев-Первухов, В.Д.Слюсарев, В.С.Куликов, Е.С.Заскинд, В.В.Юдина, Е.С.Баташева)	26
Перидотит-габбро-норитовый массив Луккулайсваара (Е.В.Баташев, В.Д.Бегизов, Е.С.Заскинд, А.В.Касьянов)	41
Восточно-Карельская структурная зона	48
Базитовые и ультрабазитовые комплексы Гайкольской синклинали (Н.А.Горбик)	48
Гипербазитовая формация Восточной Карелии (В.Д.Слюсарев, А.В.Пекуров, А.С.Еин)	58
Вожминский ультрабазитовый массив (М.Г.Попов, А.И.Богачев, С.А.Морозов, А.И.Кайряк)	68
Бураковский перидотит-габбро-норитовый массив. (М.М.Лавров, Д.И.Гарбар, А.И.Богачев, Э.К.Чечель, Е.М.Михайлюк)	78
Западно-Карельская структурная зона	89
Пластовые интрузии габбро-диабазов Центральной и Южной Карелии (А.П.Светов, А.И.Богачев)	89
Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинория (В.С.Куликов, В.Д.Слюсарев, В.И.Кочнев-Первухов, А.Н.Кравченко)	98
Перидотит-габбро-норитовый массив Петусъярви (М.Г.Попов, С.А.Морозов, Л.И.Кравцова)	109
Восточно-Финляндская структурная зона	117
Базитовые комплексы Приладожья (А.И.Богачев, М.Г.Попов, Г.В.Макарова, Н.А.Горбик, Л.А.Аксентьева)	117
Кааламский массив габброидов и плагиогранитов (Л.П.Свириденко, А.С.Семенов, Л.Д.Никольская)	127
Основные черты эволюции базит-гипербазитового магматизма протерозоя Карелии (А.И.Богачев, В.С.Куликов, В.Д.Слюсарев)	140
Л и т е р а т у р а	154